

«

1 2 9 0



UNIVERSIDADE D  
COIMBRA

Lígia Marisa Ferreira de Almeida

**PROPRIEDADES MAGNÉTICAS DE SEDIMENTOS  
RICOS EM MATÉRIA ORGÂNICA: EXEMPLOS DO  
JURÁSSICO INFERIOR DA BACIA LUSITÂNICA**

**Dissertação no âmbito do Mestrado em Geociências, Área de Especialização em Recursos Geológicos, orientada pelo Professor Doutor Eric Claude Font e Professor Doutor Luís Vítor da Fonseca Pinto Duarte e apresentada ao Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.**

Outubro de 2020

Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra  
Departamento de Ciências da Terra

# Propriedades Magnéticas de sedimentos ricos em matéria orgânica: exemplos do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica

Lígia Marisa Ferreira de Almeida

Dissertação no âmbito do Mestrado em Geociências, Área de Especialização em Recursos Geológicos, orientada pelo Professor Doutor Eric Claude Font e Professor Doutor Luís Vítor da Fonseca Pinto Duarte e apresentada ao Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.

Outubro de 2020



UNIVERSIDADE D  
COIMBRA

# Resumo

No presente trabalho são apresentados os resultados do estudo de Suscetibilidade Magnética (SM), integrando um conjunto de dados de espectrometria de raios gama das unidades do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica, e do estudo de alta resolução do membro Margo-calcários com Níveis Betuminosos (MCNB) da Formação de Vale das Fontes, de modo a correlacionar a SM com as interpretações sequenciais e as curvas de Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI) com a evolução da variabilidade orgânica na referida unidade.

A aplicação da SM e da espectrometria de raios gama são controladas pelo aporte detrítico no ambiente marinho e permitem uma interpretação da mineralogia nas rochas sedimentares, bem como uma possível correlação entre elas. Ao todo foram analisadas 208 amostras das formações de Pereiros, Dagorda, Coimbra, Água de Madeiros, Vale das Fontes, Lemedede, São Gião, Póvoa da Lomba e Cabo Carvoeiro. Os calcários mostram valores de SM mais baixos ( $-0,09 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ), enquanto que as fácies lutíticas e as mais margosas mostram os valores mais elevados ( $15,82 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ). O coeficiente de determinação ( $R^2$ ) entre a SM, o K e o Th é de 0,6198 e de 0,5687, respetivamente. Estas relações são intermédias, contudo mostram que há uma correspondência com a componente detrítica. A relação entre SM e U é muito baixa ( $R^2 = 0,1629$ ), talvez porque o urânio não está contido na fração detrítica, mas na matéria orgânica que é diamagnética.

Para o estudo de alta resolução do membro MCNB da Formação de Vale das Fontes foram recolhidas 185 amostras, no perfil de referência de Peniche. A análise da SM desta porção da sucessão pliensbaquiana (datada da Zona Margaritatus) mostra uma variabilidade entre  $1,05 \times 10^{-8}$  e  $7,84 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ , que segue o mesmo padrão das restantes unidades do Jurássico Inferior: valores mais baixos nos calcários, contrastando com valores mais elevados nas litologias mais argilosas, sendo que nos níveis mais ricos em matéria orgânica os valores de SM observados são igualmente baixos. A variabilidade vertical da SM evidencia uma certa hierarquia de ciclicidade, desde a 5ª à possível 3ª ordem, com padrões algo difíceis de correlacionar com a análise sequencial de 3ª ordem previamente definida para esta sucessão. No entanto, a variabilidade da SM observada na transição para a unidade suprajacente, a Formação de Lemedede, onde se atingem os valores mais baixos, mostra uma boa correspondência com a evolução regressiva de 2ª ordem interpretada para a sequência pliensbaquiana.

Neste mesmo estudo foram obtidas as curvas de MRI de 25 amostras que incluem dois níveis de *black shale* (BS 1 e BS 2), para estudar a natureza e abundância relativa dos diferentes óxidos de ferro magnético contidos nas rochas. Nos níveis de *black shale* a SM é menor (BS 1 – 2 a  $4 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ; BS 2 – 7 a  $12 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ), algo que é corroborado pela baixa concentração de magnetite, e no caso do BS 2 pela adicional baixa concentração de hematite, e que pode ser justificado pela dissolução dos óxidos de ferro em ambiente anóxico. Os valores de *S-ratio*, um parâmetro magnético que mede a contribuição relativa de minerais de baixa (ex. magnetite) *versus* alta (ex. hematite) coercividade, são sistematicamente mais baixos nos níveis de *black shale*, o que indica uma maior proporção de hematite em relação à magnetite. Esta maior proporção deve-se ao facto de que a hematite é um mineral que permanece mais estável em condições redutoras. Estes parâmetros (baixos valores de SM, baixos valores de MRIS e baixos valores de *S-ratio*), representam um indicador valioso para identificar rochas ricas em matéria orgânica em perfis sedimentares de origem marinha.

**Palavras chave:** Propriedades magnéticas, Sedimentos carbonatados, *Black shale*, Jurássico Inferior, Bacia Lusitânica.

# Abstract

In this work, results of the Magnetic Susceptibility (MS) study are presented, integrating a set of gamma ray spectrometry data from the Lower Jurassic units of the Lusitanian Basin, and the study of high resolution of the member Marls and Limestones with Organic-rich Facies (MLOF) of Vale das Fontes Formation, in order to correlate the MS with sequential interpretations and the Isothermal Remanent Magnetization (IRM) curves with the evolution of organic variability in the referred unit.

The application of MS and gamma ray spectrometry are controlled by the detrital contribution in marine environment and allows a mineralogic interpretation in sedimentary rocks, as well as a possible correlation between them. Altogether were analyzed 208 samples of Pereiros, Dagorda, Coimbra, Água de Madeiros, Vale das Fontes, Lemede, São Gião, Póvoa da Lomba and Cabo Carvoeiro formations. The limestones shows the lowest values of MS ( $-0,09 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ), whereas lutitic and marly facies shows the highest values ( $15,82 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ). The determination coefficient ( $R^2$ ) between MS and K and Th is 0,6198 and 0,5687, respectively. These relations are intermediate, however, they show that there is a correspondence with the detrital fraction. The relation between MS and U is very low ( $R^2= 0,1629$ ), maybe because the uranium is not in detrital fraction but in organic matter which is diamagnetic.

For high-resolution study of member MLOF of Vale das Fontes Formation were collected 185 samples, in a referenced log of Peniche. The MS analysis in this Pliensbaquian section (dated from Margaritatus Zone) shows variability between  $1,05 \times 10^{-8}$  and  $7,84 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ , which follows the same pattern as the rest of the Lower Jurassic units: lowest values in limestones, contrasting with higher values in the more argillous lithologies, and in the richest levels of organic matter the MS values observed are equally low. The vertical variability of MS shows a certain hierarchy of cyclicity, from the 5th to the possible 3rd order, with patterns that are difficult to correlate with the 3rd order sequential analyses previously defined for this succession. However, the MS variability observed in the transition to the uperlying unit, Lemede Formation, where the lowest values are reached, displayin a good correspondence with the 2nd order regressive evolution interpreted for Pliensbaquian sequence.

In this study were obtained IRM curves of 25 samples that include two levels of black shale (BS 1 and BS 2), to study the nature and relative abundance of the different magnetic iron oxides contained in the rocks. In the black shale levels the MS is lower (BS 1 – 2 a  $4 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ; BS 2 – 7 a  $12 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ), something that is supported by

the low expression of magnetite, and in the case of BS 2 due to the additional low concentration of hematite, which can be justified by dissolution of iron oxides in an anoxic environment. The S-ratio values, a magnetic parameter that measures the minerals relative contribution of low (eg magnetite) versus high (eg hematite) coercivity, are systematically lower in black shale levels, which indicates a higher proportion of hematite than magnetite. This higher proportion is because hematite is more stable in reducing conditions. These parameters (low values of MS, low values of SIRM, and low values of S-ratio), represented a valuable proxy to identify rich organic matter rocks on sedimentary logs of marine origin.

**Keywords:** Magnetic properties, Carbonate sediments, Black shale, Lower Jurassic, Lusitanian Basin

# Agradecimentos

Concluída esta jornada que considero a mais enriquecedora tanto a nível académico como pessoal, quero deixar umas palavras de agradecimento a quem partilhou este caminho comigo.

Começo por agradecer ao meu orientador, Professor Doutor Eric Font, por todos os conhecimentos que me transmitiu sobre o Magnetismo e a Suscetibilidade Magnética. Pela permissão de usar o Laboratório de Paleomagnetismo e confiar no meu trabalho. Pela paciência, compreensão e disponibilidade sempre que precisei. Por toda a ajuda, correção e organização do meu trabalho, aprendizagens e dicas em CorelDRAW. Agradeço ainda por me ter apresentado esta área e pelos conselhos que me deu. Concluo este projeto sabendo que há muito mais para aprender, um grande obrigada.

Ao Professor Doutor Luís Vítor Duarte, meu co-orientador, tenho a agradecer sobretudo a confiança que depositou em mim quando aceitou a proposta da minha dissertação. Agradeço também pelo apoio e palavras de incentivo nas alturas em que essa mesma confiança se possa ter desvanecido. Pela correção detalhada de todo o trabalho. Levo comigo todos os ensinamentos que me transmitiu e o entusiasmo de querer aprender ainda mais, muito obrigada.

Quero agradecer ao Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, por me ter permitido usufruir das instalações e do Laboratório de Paleomagnetismo.

Ao Sérgio Sêco deixo um obrigada especial, por me ter cedido as suas amostras e ter fornecido os dados dos elementos de urânio, tório e potássio que serviram de estudo para a sua Tese de Doutoramento. E pela disponibilidade sempre que tinha alguma dúvida.

Aos “Geocientistas”, um grupo e uma amizade que foi crescendo nestes 2 últimos anos, vou levá-la para sempre comigo, e com ela levo só coisas boas como o tempo que partilhámos, as palavras amigas e encorajadoras, mas acima de tudo, a Patrícia e o Rafael. Por estarmos nisto juntos, desejo-vos toda a sorte e sucesso.

À Andreia, Dayli e Mafalda, amigas de uma vida onde se partilharam anos de escola e, em Coimbra, de casa. Não teria sido a mesma coisa se não tivesse partilhado esta experiência com vocês. As 3 estão no meu coração, adoro-vos. Obrigada por tudo.

À Ana Barroso, Catarina Saraiva e Zé (Calimero), que andaram de mão dada comigo durante todo este percurso académico, que estivemos juntos mesmo quando cada um seguia o seu caminho, só tenho a agradecer por nos termos cruzado e crescido convosco. Quando penso em Coimbra, penso em vocês. Mesmo longe, estão sempre perto, adoro-vos.

A todos os amigos com quem convivi e partilhei histórias, para mais tarde contar e relembrar.

Aos meus pais e irmão, este trabalho também é vosso e dedico-o a vocês. Sem o vosso carinho, ajuda, apoio e compreensão nada disto seria possível. Obrigada por acreditarem em mim e me incentivarem a seguir o meu caminho.

Aos meus avós e restante família, que sempre me apoiaram em todo o percurso e desejaram o meu sucesso.

Ao Zé, que me acompanhou durante toda esta etapa, obrigada por estares ao meu lado nos momentos bons e menos bons e pela tua paciência. Obrigada por me teres ouvido e acreditado em mim, mesmo nas alturas em que não acreditei, pelas palavras de incentivo e pelo carinho. Obrigada por tudo.

“Capas negras de saudade, No momento da partida, Segredos desta cidade,  
Levo comigo pr’a vida”



# Índice

Resumo .....	III
Abstract .....	V
Agradecimentos .....	VII
Índice de Figuras.....	XI
Índice de Tabelas .....	XIII
I. Introdução.....	14
II. O Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica .....	18
II.1 Enquadramento Geológico.....	19
II.1.1 A Bacia Lusitânica .....	19
II.1.2 Caracterização sedimentar e estratigráfica do Jurássico Inferior .....	23
III. Materiais e Métodos.....	33
III.1 Amostragem e Trabalho de Campo .....	34
III.2 Trabalho Laboratorial .....	36
II.2.1 Suscetibilidade Magnética.....	36
III.2.1.1. Conceitos fundamentais.....	36
III.2.1.2 Protocolo experimental.....	40
III.2.2 Curvas de Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI) .....	42
IV. Resultados .....	46
IV.1 Suscetibilidade Magnética .....	47
IV.1.1 Suscetibilidade Magnética das rochas sedimentares do Jurássico Inferior .....	47
IV.1.2 Suscetibilidade Magnética do membro MCNB da Formação de Vale das Fontes.....	53
IV.1.3 Suscetibilidade Magnética dos intervalos de <i>black shale</i> do membro MCNB da Formação de Vale das Fontes .....	57
IV.2 Curvas de Magnetização Remanescente Isotérmica .....	60
V. Discussão.....	64
V.1 Suscetibilidade Magnética <i>versus</i> Espetrometria de Raios Gama .....	65

V.2 Suscetibilidade Magnética <i>versus</i> Interpretação Sequencial.....	69
V.3 Suscetibilidade Magnética <i>versus</i> Matéria orgânica.....	74
Conclusões.....	76
Referências Bibliográficas .....	79
Anexo I .....	88

# Índice de Figuras

<b>Figura II.1.</b> Enquadramento geográfico e geológico da BL. A. Localização da bacia e sua área aproximada; B. Mapa Geológico da BL, com discriminação da mancha de unidades de idade jurássica (adaptado de Duarte <i>et al.</i> , 2012).....	20
<b>Figura II.2.</b> Quadro da sucessão litostratigráfica, sintética, do Jurássico Inferior e Médio da Bacia Lusitânica, acompanhado da respetiva interpretação paleoambiental e dos ciclos Transgressivos-Regressivos de 1ª e 2ª ordem (Azerêdo <i>et al.</i> , 2014) O retângulo a vermelho, corresponde ao intervalo estratigráfico estudado no presente trabalho.....	21
<b>Figura II.3.</b> Síntese litostratigráfica com proposta de uniformização da respetiva nomenclatura para o Triásico, Jurássico Inferior e Jurássico Médio da Bacia Lusitânica e da região de Santiago do Cacém in Azerêdo <i>et al.</i> (2003). Neste quadro litostratigráfico, a Formação de Castelo Viegas inclui ainda a Formação de Penela, definida em Soares <i>et al.</i> (2012). A verde estão representas as formações em estudo e descritas no seguimento deste capítulo.....	23
<b>Figura II.4.</b> Quadro cronostratigráfico do Sinemuriano até ao Toarciano Inferior da Bacia Lusitânica, apresentando as unidades ricas em matéria orgânica do Sinemuriano e Pliensbaquiano, bem como as recentes precisões biostratigráficas (in Duarte <i>et al.</i> , 2014c).....	28
<b>Figura II.5.</b> Unidades litostratigráficas do Jurássico Inferior (adaptado de Duarte & Soares, 2002 in Kullberg <i>et al.</i> (2013)).....	32
<b>Figura III.1. A.</b> Localização do perfil da Praia do Portinho da Areia do Norte, sinalizado pelo marcador amarelo (base cartográfica via <i>Google Earth</i> ); <b>B.</b> Fotografia de campo da sucessão estratigráfica da parte superior do membro MCNB da Formação de Vale das Fontes (parte acinzentada), observando-se a transição para a Formação de Lemedo; <b>C.</b> Detalhe do primeiro nível de <i>black shale</i> estudado; <b>D.</b> Detalhe do segundo nível de <i>black shale</i> estudado.....	35
<b>Figura III.2.</b> Relação entre a magnetização (J) e o campo magnético aplicado (H) para as substâncias com comportamento diamagnético. A suscetibilidade magnética ( $\chi$ ) é negativa e fraca (Butler, 1992).....	37
<b>Figura III.3.</b> Relação entre a magnetização (J) e o campo magnético aplicado (H) para as substâncias com comportamento paramagnético. A suscetibilidade magnética ( $\chi$ ) é positiva e fraca (Butler, 1992).....	38
<b>Figura III.4.</b> Ligações de troca dos momentos magnéticos em materiais ferromagnéticos (modificado de Butler, 1992).....	38
<b>Figura III.5.</b> Curva de histerese para substâncias com comportamento ferromagnético. <b>Ponto 1:</b> indução de um campo magnético; <b>Ponto 2:</b> estado de saturação ( $J_s$ ); <b>Ponto 3:</b> magnetização remanescente ( $J_r$ ); <b>Ponto 4:</b> coercividade remanescente ( $H_{cr}$ ) (modificado de Butler, 1992).....	39
<b>Figura III.6.</b> Medidor Bartington MS2 System.....	40
<b>Figura III.7.</b> Moagem da amostra para grão fino no almofariz de ágata.....	41

<b>Figura III.8. A.</b> Aquisição da curva MRI numa escala linear (LAP); <b>B.</b> Curva de MRI expressa em gradiente (GAP), e índice de dispersão (DP); <b>C.</b> Curva de MRI numa escala de probabilidade (SAP) (modificado de Kruiver <i>et al.</i> , 2001).....	43
<b>Figura III.9.</b> Cubos de amostragem.....	43
<b>Figura III.10. A.</b> Desmagnetizador- <i>Molspin</i> ; <b>B.</b> Magnetómetro- <i>Molspin</i> ; <b>C.</b> Magnetizador- <i>ASC Scientific</i> .....	45
<b>Figura IV.1.</b> Perfil litostratigráfico do membro MCNB da Formação de Vale das Fontes e respetiva variação da SM (log adaptado de Silva <i>et al.</i> , 2015). Posicionamento estratigráfico dos níveis BS 1 e BS 2 (ver subcapítulo IV.1.3).....	56
<b>Figura IV.2.</b> Curvas de SM, de MRIS das 4 componentes individuais (Comp. 1,2,3 e 4- magnetite detrítica, magnetite detrítica e/ou biogénica, hematite e goethite, respetivamente), <i>S-ratio</i> (representa a contribuição dos minerais de alta e baixa coercividade) do primeiro intervalo de BS 1.....	58
<b>Figura IV.3.</b> Curvas de SM, de MRIS das 4 componentes individuais (Comp. 1,2,3 e 4- magnetite detrítica, magnetite detrítica e/ou biogénica, hematite e goethite, respetivamente), <i>S-ratio</i> (representa a contribuição dos minerais de alta e baixa coercividade) do segundo intervalo de BS 2.....	59
<b>Figura IV.4. (esquerda)</b> Curvas de MRI das amostras PA 72 e PA 81, referentes ao intervalo com o BS 1, e PA 206T e PA 209C referentes ao intervalo que inclui o BS 2 analisadas com o software da Kruiver <i>et al.</i> (2001); <b>(direita)</b> Curvas de distribuição de coercividade correspondente a cada componente, usando o software MaxUnmix (Maxbauer <i>et al.</i> , 2016) (os pontos a cinza representam os dados; a linha a preto representa o ajuste da soma das componentes; a parte circundante de cada componente e da componente total representa o intervalo de confiança de 95%).....	62
<b>Figura V.1.</b> Gráficos de dispersão da suscetibilidade magnética e os elementos de K (%), Th (ppm) e U (ppm) e respetivo valor de coeficiente de determinação ( $R^2$ ).....	68
<b>Figura V.2.</b> Quadro de hierarquia sequencial, dos ciclos eustáticos de 1ª, 2ª, 3ª, 4ª e 5ª ordem (ver também Einsele <i>et al.</i> (1991) e Vail <i>et al.</i> (1991)) (adaptado de SEPM, <i>in</i> <a href="http://www.sepmstrata.org/Terminology.aspx?id=cycle">http://www.sepmstrata.org/Terminology.aspx?id=cycle</a> ).....	70
<b>Figura V.3.</b> Exemplo de correlação direta entre a SM e a variação do nível do mar (retirado de Stuben <i>et al.</i> , 2003). Período de nível marinho baixo relaciona-se com aumento do aporte detrítico e aumento de SM; Período de nível marinho alto relaciona-se com diminuição do aporte detrítico e diminuição de SM.....	71
<b>Figura V.4.</b> Coluna litostratigráfica da sucessão estudada do membro MCNB em conjunto com os ciclos transgressivo-regressivos (T-R) de 2ª e 3ª ordem, variação do Conteúdo Orgânico Total (COT) e a curva de SM. Log, ciclos T-R de 3ª ordem e COT segundo Silva <i>et al.</i> (2011, 2015). Ciclo T-R de 2ª ordem segundo Duarte (2007) e Duarte <i>et al.</i> (2010a).....	73
<b>Figura V.5.</b> Diagrama de fase (Eh-pH) exemplificando a estabilidade relativa da magnetite e pirite (retirado de Florindo <i>et al.</i> , 2003).....	75

# Índice de Tabelas

<b>Tabela III.1.</b> Número de amostras analisadas e as correspondentes Formações.....	34
<b>Tabela IV.1.</b> Litologia e valores de SM da Formação de Pereiros, com respectivos locais de amostragem.....	48
<b>Tabela IV.2.</b> Litologia e valores de SM da Formação de Dagorda, com respectivos locais de amostragem.....	48
<b>Tabela IV.3.</b> Litologia e valores de SM da Formação de Coimbra, com respectivos locais de amostragem.....	49
<b>Tabela IV.4.</b> Litologia e valores de SM da Formação de Água de Madeiros, com respectivos locais de amostragem.....	50
<b>Tabela IV.5.</b> Litologia e valores de SM da Formação de Vale das Fontes, com respectivos locais de amostragem.....	50
<b>Tabela IV.6.</b> Litologia e valores de SM da Formação de Lemedo, com respectivos locais de amostragem.....	52
<b>Tabela IV.7.</b> Litologia e valores de SM da Formação de São Gião, com respectivos locais de amostragem.....	52
<b>Tabela IV.8.</b> Litologia e valores de SM da Formação de Póvoa da Lomba, com respectivos locais de amostragem.....	53
<b>Tabela IV.9.</b> Litologia e valores de SM da Formação de Cabo Carvoeiro, com respectivos locais de amostragem.....	53
<b>Tabela IV.10.</b> Valores de espessura acumulada, litologia, suscetibilidade magnética (SM) e referências pontuais da sucessão estudada do membro MCNB e base da Formação de Lemedo.....	54
<b>Tabela IV.11.</b> Valores da espessura acumulada (d) e Suscetibilidade Magnética em unidade de massa (SM) do primeiro intervalo de BS 1.....	58
<b>Tabela IV.12.</b> Valores da espessura acumulada (d) e Suscetibilidade Magnética em unidade de massa (SM) do segundo intervalo de BS 2.....	59
<b>Tabela IV.13.</b> Parâmetros das curvas MRI após tratamento dos dados, usando o software de Kruiver <i>et al.</i> (2001) para o intervalo do BS 1; % é a contribuição de cada componente, MRIS é a magnetização remanescente isotérmica de saturação, $B_{1/2}$ é coercividade média, DP é o parâmetro de dispersão, <i>S-ratio</i> é calculado a partir da fórmula $MRI_{0.3T}/MRI_{1T}$ .....	61
<b>Tabela IV.14.</b> Parâmetros das curvas MRI após tratamento dos dados, usando o software de Kruiver <i>et al.</i> (2001) para o intervalo do BS 2; % é a contribuição de cada componente, MRIS é a magnetização remanescente isotérmica de saturação, $B_{1/2}$ é coercividade média, DP é o parâmetro de dispersão, <i>S-ratio</i> é calculado a partir da fórmula $MRI_{0.3T}/MRI_{1T}$ .....	61
<b>Tabela IV.15.</b> Resultados do modelo de ajuste das curvas de MRI, usando o método MRI-CLG e software MaxUnmix. $\log B_{1/2}$ é coercividade média, DP é o parâmetro de dispersão, P é a proporção relativa.....	63

## I. Introdução

Durante as últimas décadas, o Paleomagnetismo e o Magnetismo de Rocha têm sido extensivamente utilizados quer ao nível da tectónica de placas, da magnetostratigrafia, da sedimentologia, entre outros (ver, por exemplo, Thompson & Oldfield, 1986; Borradaile, 1988; Butler, 1992; Dunlop, 1995; Crick *et al.*, 1997; Font *et al.*, 2010). Os métodos magnéticos têm a vantagem de ter um custo baixo e protocolos de aquisição de dados relativamente rápido, o que se torna numa metodologia promissora em Geociências. O Departamento de Ciências da Terra dispõe de um Laboratório de Paleomagnetismo, possibilitando o uso destes métodos nas investigações realizadas pelos estudantes e pelos docentes.

O objetivo principal desta Dissertação de Mestrado é de testar e conjugar o estudo das propriedades magnéticas, como a Suscetibilidade Magnética, em três tópicos distintos e independentes.

O primeiro objetivo pretende testar o uso da Suscetibilidade Magnética (SM) como um complemento à Espectrometria de Raios Gama, com o intuito de identificar a composição mineralógica de rochas sedimentares marinhas. Ambos os métodos fornecem informação sobre a composição mineralógica das rochas sedimentares, ou sobre a abundância do material detrítico *versus* a componente carbonatada. A espectrometria de raios gama está relacionada com a abundância de três elementos radioativos, K, U e Th, que se encontram geralmente associados à fração detrítica. A SM é o resultado da abundância relativa entre os materiais diamagnéticos (ex. carbonato), paramagnéticos (ex. argila, filossilicatos) e ferromagnéticos (ex. magnetite). No entanto, os principais responsáveis do sinal magnético são as partículas ferromagnéticas, principalmente a magnetite detrítica, e como esta é geralmente associada aos minerais argilosos, a SM dá-nos informação da contribuição detrítica presente nos sedimentos. Contudo, como dito anteriormente, a análise da SM tem um custo bastante baixo e é extremamente rápida, pelo contrário, as medições de espectrometria de raios gama em laboratório são muito caras e o tempo de medição de cada amostra é muito demorado, o que se torna numa desvantagem. Assim, de modo a corroborar estudos anteriormente realizados, onde garantem uma correspondência entre SM e radiação gama (Hladil *et al.*, 2006; Bábek *et al.*, 2010; Koptíková *et al.* 2010; Sliwinski *et al.*, 2010; Ellwood *et al.*, 2013; Grabowski *et al.*, 2013, Reolid *et al.*, 2020), realizou-se a análise de um conjunto de rochas sedimentares marinhas do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica, concluindo se, pode ou não haver a substituição de um método pelo outro neste tipo de sedimentação.

O segundo objetivo pretende identificar e caracterizar sequências deposicionais de um perfil estratigráfico e de interpretar essas sequências em termos de variações do nível no mar, ou de outros processos regionais que ocorreram na Bacia Lusitânica. A assinatura principal da SM nas rochas marinhas é controlada por variações climáticas e/ou do nível do mar, ciclos orbitais e eventos diagenéticos. As argilas e os óxidos de ferro, provêm da contribuição detrítica vinda do continente, e os carbonatos da precipitação química ou biogénica do oceano. Estudos anteriores confirmam a relação entre a SM e a estratigrafia sequencial (Crick *et al.*, 1997; Ellwood *et al.*, 1999, 2000; Whalen & Day, 2008; Da Silva *et al.* 2009, 2015; Bábek *et al.*, 2013), isto porque a variação da Suscetibilidade Magnética reflete as variações eustáticas. Deste modo, foi realizado um estudo de alta resolução, efetuado em Peniche, na parte média e superior do membro Margo-calcários com Níveis Betuminosos (MCNB) da Formação de Vale das Fontes (Pliensbaquiano; ver, por exemplo, Duarte & Soares; Silva *et al.*, 2011, 2015). Esta unidade é materializada por uma sedimentação margo-calcária, hemipelágica, rica em matéria orgânica. O objetivo é perceber em que medida a variabilidade vertical da SM se correlaciona com as interpretações sequenciais/ de ciclicidade de 2ª e 3ª ordens (ver Duarte, 2007; Duarte *et al.*, 2010a; Silva *et al.*, 2015), bem como com o conteúdo em carbono orgânico total (ver Silva *et al.*, 2011).

O terceiro e último objetivo consiste em identificar a assinatura magnética de sedimentos ricos em matéria orgânica designados como *black shales*. Para isso, foram analisadas as curvas de SM e as Curvas de Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI) em 2 intervalos sedimentares, ainda na secção do membro MCNB, que é constituído por níveis ricos em matéria orgânica. As curvas de MRI fornecem apenas a informação sobre a natureza e abundância das partículas ferromagnéticas de uma amostra (Kruiver *et al.*, 2001; Kruiver & Passier, 2001; Egli, 2003, 2004; Font *et al.*, 2014, 2018, 2019), mais concretamente os minerais de magnetite e hematite. No caso dos sedimentos ricos em matéria orgânica, as partículas magnéticas podem sofrer fenómenos de dissolução (Lovley, 1987; Florindo *et al.*, 2003; Abrajevitch & Kodama, 2011; Roberts, 2015), o que significa um empobrecimento do conteúdo em magnetite e/ou hematite, e assim identificar a presença de *black shales*. Desta forma, será testado e identificado se o sinal magnético nos níveis estudados de *black shale* é controlado pelos minerais ferromagnéticos ou pelos paramagnéticos.

Depois de apresentados os objetivos deste trabalho, é realizada uma breve descrição do que vai ser abordado em cada capítulo.



No capítulo II é apresentado o enquadramento geológico e a caracterização sedimentar e estratigráfica do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica.

No capítulo III são apresentados os materiais e métodos, onde será descrita a amostragem e trabalho de campo, realizado no membro MCNB aflorante em Peniche, e o trabalho laboratorial com a descrição de conceitos fundamentais e o método de análise da SM e curvas de Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI).

No capítulo IV são apresentados os resultados do estudo realizado nesta dissertação. São exibidos os valores medidos de SM do conjunto de dados do Jurássico Inferior e da unidade amostrada em Peniche, o membro MCNB da Formação de Vale das Fontes, bem como as componentes magnéticas individuais obtidas pelas curvas de MRI.

No capítulo V são discutidos os dados apresentados no capítulo anterior. Foram realizadas as interpretações dos resultados obtidos em função da SM e integração dos estudos de espectrometria gama, ciclos eustáticos e matéria orgânica.

No capítulo VI são apresentadas as conclusões obtidas neste trabalho.

Por último, é de referir que o estudo desenvolvido aborda uma matéria pouco estudada na Bacia Lusitânica, e pretende contribuir para um conhecimento mais aprofundado sobre o potencial que os métodos magnéticos têm na estratigrafia e sedimentologia.

## II. O Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica

## II.1 Enquadramento Geológico

### II.1.1 A Bacia Lusitânica

A Bacia Lusitânica (BL) é uma bacia sedimentar mesozoica, originada durante o Triásico Inferior (?) cuja génese está associada à abertura do Atlântico Norte e Central no processo de fragmentação da Pangeia (Kullberg *et al.*, 2013). Esta bacia tem uma orientação NE-SW, uma extensão aproximada de 300 km e uma largura de 150 km, incluindo uma área *offshore* (figura II.1). A evolução da BL desenvolve-se em regime distensivo, pertencente a uma margem continental do tipo atlântico de *rift* não vulcânica (Kullberg *et al.*, 2013), onde se originaram vários *hemi-grabens* a oeste do Maciço Hespérico, apresentando na base do seu enchimento uma sedimentação siliciclástica de natureza continental (Grupo de Silves ver, por exemplo, Palain, 1979; Azerêdo *et al.*, 2003; Soares *et al.*, 2012; Kullberg *et al.*, 2013) e espessura máxima de 5 km (ver, por exemplo, Ribeiro *et al.*, 1979; Wilson, 1988; Azerêdo *et al.*, 2003).

Segundo Ribeiro *et al.* (1979) a evolução tectónica da BL foi condicionada por falhas que se formaram durante o episódio de fraturação tardi-varisca, aproximadamente entre os 300 e os 280 Ma. Este episódio tardi-orogénico resulta da imposição de regime de cisalhamento direito à micro-placa ibérica nos seus paleolimites ocidental, oriental, setentrional e meridional dos quais resultariam as falhas de desligamento esquerdo de direção aproximada NNE-SSW a NE-SW (Ribeiro, 2002). Outras falhas orogénicas variscas, como por exemplo, a falha de Porto-Tomar de orientação N-S, e falhas com orientação NW-SE foram também importantes na estruturação da bacia.

Esta é a herança tectónica da bacia que levou, durante o estiramento crustal mesozoico, à formação do conjunto de bacias na Margem Ocidental Ibérica (MOI), separada de uma zona externa por um relevo estrutural, o *horst* da Berlenga (Kullberg *et al.*, 2013). A oriente, a BL é delimitada pelo Maciço Hespérico, encontrando-se os sedimentos depositados essencialmente sobre a unidade da Zona de Ossa Morena (ZOM) e provavelmente também na Zona Sul Portuguesa (ZSP) (Dias & Ribeiro, 1995). Cerca de 65% do enchimento da bacia aflora na área continental emersa e a restante área, encontra-se imersa, na plataforma continental. Trata-se da única bacia das margens do Atlântico Norte com extensa exposição superficial, sendo essencial para a compreensão da evolução sedimentar dessa porção do Atlântico (ver, por exemplo, Hiscott *et al.*, 1990; Kullberg *et al.*, 2013).

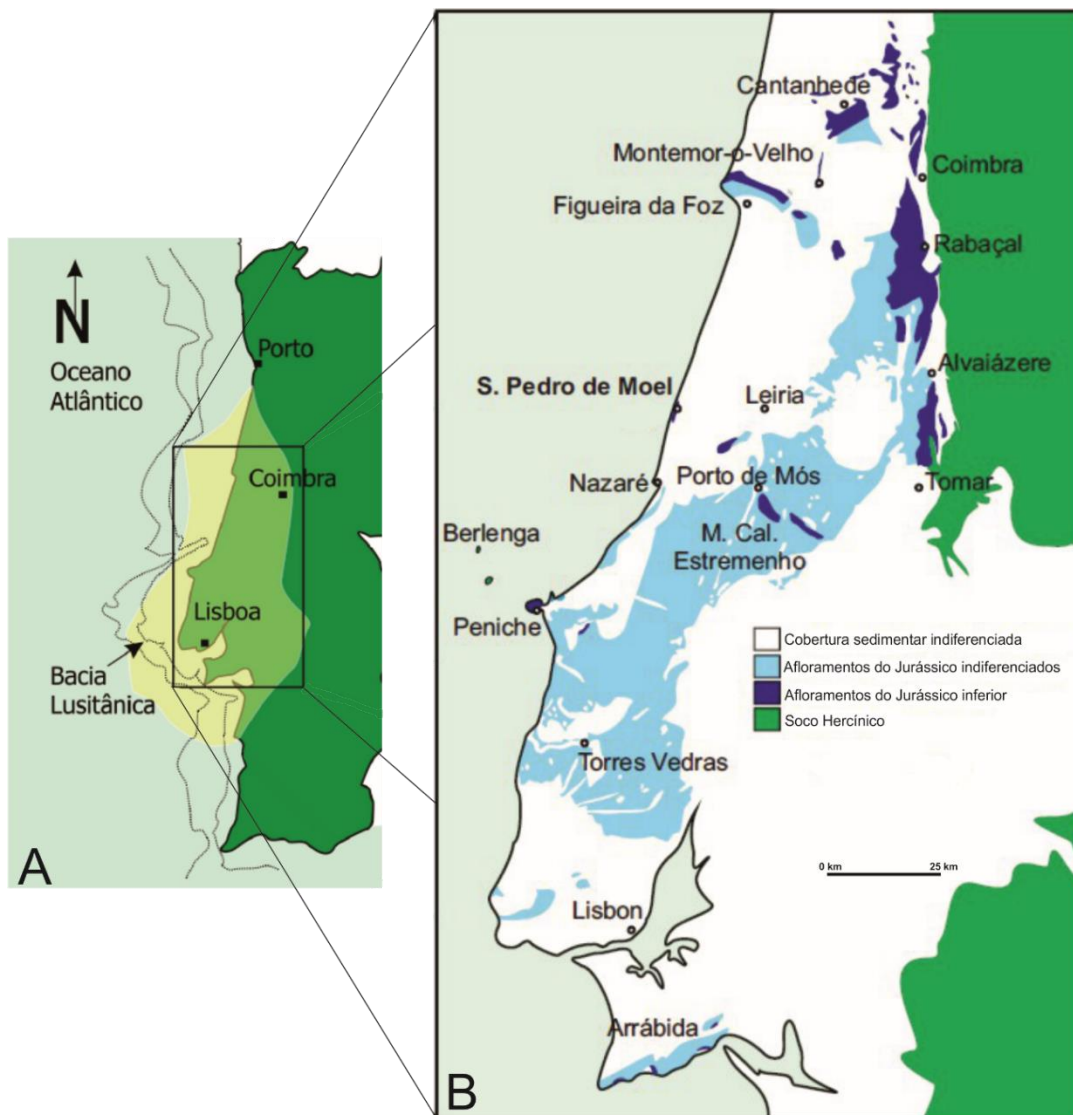


Figura II.1. Enquadramento geográfico e geológico da BL. A. Localização da bacia e sua área aproximada; B. Mapa Geológico da BL, com discriminação da mancha de unidades de idade jurássica (adaptado de Duarte *et al.*, 2012).

Ao fim de inúmeros estudos científicos realizados ao longo dos anos, acerca da evolução tectono-sedimentar da bacia, foram colocadas diversas hipóteses, nem sempre concordantes, por parte de vários autores (ver, por exemplo, Ribeiro *et al.*, 1979; Wilson, 1988; Rasmussen *et al.*, 1998; Alves *et al.*, 2002, 2006; Kullberg *et al.*, 2013). Contudo, de acordo com Wilson (1988), definem-se 4 ciclos ou sequencias sedimentares para o enchimento progressivo da BL, desde o início da fragmentação continental até à formação da crosta oceânica, sendo estes os seguintes: Triásico Superior – Caloviano Superior, Oxfordiano Médio – Berriasiano, Valangiano – Aptiano Inferior e Aptiano Superior – Turoniano.

O tema deste trabalho insere-se no 1º destes ciclos tectono-sedimentares da BL, um conjunto sedimentar que mostra várias etapas de evolução (ver, por exemplo, Soares *et al.*, 1993; Azerêdo *et al.*, 2003, 2014) (figura II.2).

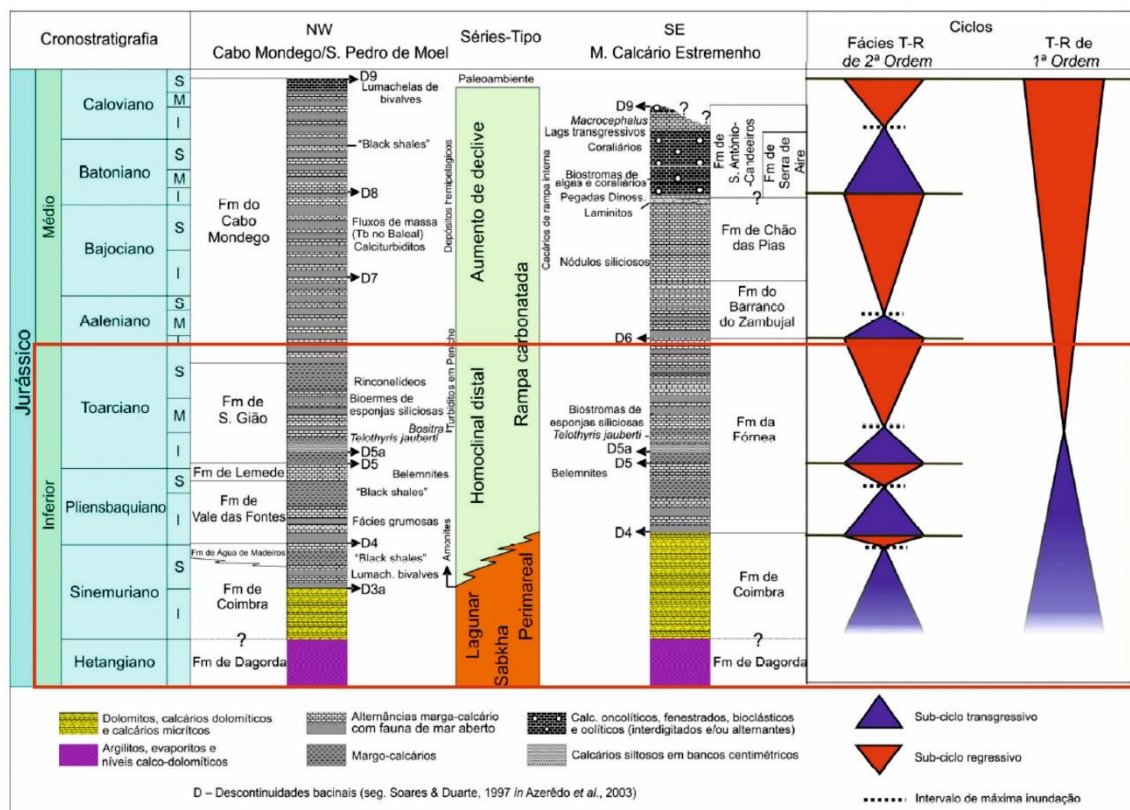


Figura II.2. Quadro da sucessão litostratigráfica, sintética, do Jurássico Inferior e Médio da Bacia Lusitânica, acompanhado da respetiva interpretação paleoambiental e dos ciclos Transgressivos-Regressivos de 1ª e 2ª ordem (Azerêdo *et al.*, 2014) O retângulo a vermelho, corresponde ao intervalo estratigráfico estudado no presente trabalho.

Durante a sua fase inicial, o preenchimento sedimentar da BL ocorreu na 1ª fase de *rifting*, ou seja, a 1ª fase de abertura do Atlântico Norte (ver, por exemplo, Wilson *et al.*, 1989; Soares *et al.*, 1993; Azerêdo *et al.*, 2003). Contudo, este processo de *rifting* abortou o que levou a que não se formasse uma crosta oceânica, mas sim a uma topografia irregular e de blocos limitados por falhas com orientações NNW – SSE e NW – SE, que correspondem à reativação do soco Hercínico (ver, por exemplo, Ribeiro *et al.*, 1979; Wilson *et al.*, 1989). Os depósitos gerados nestas condições tectónicas são essencialmente compostos por materiais siliciclásticos, como conglomerados, arenitos e lutitos vermelhos e cinzentos. Estes depósitos são os principais constituintes do Grupo Grés de Silves (Palain, 1976; Soares *et al.*, 2012). O Grupo de Silves, que assenta em discordância angular sobre unidades do Pré-câmbrico e do Pérmico, é composto pelas formações de Conraria, Penela, Castelo Viegas e Pereiros (Soares *et al.*, 2012), que

são constituídas essencialmente por sedimentos associados a ambientes fluviais, proximais a distais e, na sua parte superior, a lagunares (Palain, 1976).

Na base do Jurássico, no Hetangiano (que envolve o termo B2 de Palain (1976) da Formação de Pereiros), ainda que em modo gradual, dá-se a primeira invasão do mar na BL, ou seja, começa a fase de influência marinha. Nesta fase há a sobreposição de uma sedimentação clástica mais fina (areno-lutítica), que se intercala com fácies dolomíticas (Soares *et al.*, 1993; Azerêdo *et al.*, 2003), e também depósitos de natureza argilo-evaporítica que representam a Formação de Dagorda, que afloram de forma mais expressiva nos setores ocidental e sul da bacia (Azerêdo *et al.*, 2003). Posteriormente, o aparecimento de uma fácies calcária surgiu durante o Sinemuriano, favorecida pela instalação de uma rampa carbonatada de baixo pendor com inclinação para noroeste (Azerêdo *et al.*, 2003; Duarte *et al.*, 2004, 2014a; Duarte, 2007), onde estão presentes as formações de Coimbra (mais dolomítica), S. Miguel e de Água de Madeiros, esta última já materializada por alternâncias margo-calcário ricas em matéria orgânica, mas circunscritas ao setor ocidental da bacia (ver, por exemplo, Azerêdo *et al.*, 2010; Duarte *et al.*, 2010a, 2012, 2014a, 2014b; Dimmucio *et al.*, 2016). Esta sedimentação margo-calcária estendeu-se a toda a bacia durante o Pliensbaquiano, típica de ambiente mais profundo, onde se registam fósseis de organismos nectónicos. Este tipo de sedimentação, com algumas pequenas exceções (exemplo da região de Peniche, ver Duarte e Soares, 2002) mantém-se durante todo o Pliensbaquiano e o Toarciano, como são os casos das formações de Vale das Fontes, Lemedo, São Gião e Póvoa da Lomba (ver, por exemplo, Duarte, 1997, 2007; Duarte & Soares, 2002; Duarte *et al.*, 2010a; Silva *et al.*, 2015).

Completada a fase transgressiva referente ao ciclo de 1ª ordem, o sistema deposicional, a partir do Toarciano Médio (abrange ainda parte da Formação de S. Gião) evolui de modo regressivo até ao final do Caloviano. No Jurássico Médio, em especial a partir do final do Aaleniano, a bacia configura dois domínios deposicionais completamente distintos: a oriente, com condições tectónicas favoráveis, o sistema deposicional de rampa carbonatada iniciado no Jurássico Inferior, evolui para uma rampa de alta energia, materializada por fácies carbonatadas calciclásticas observadas nas formações do Barranco do Zambujal, Chão das Pias, Serra de Aire e por último de Santo António Candeeiros que são aflorantes no atual Maciço Calcário Estremenho (MCE), onde adquirem a sua máxima expressão (Azerêdo, 1998, 2007); a ocidente, mantém-se na bacia uma sedimentação margo-calcária hemipelágica, materializada pela Formação do Cabo Mondego e que abrange praticamente todo o Jurássico Médio (ver, por exemplo, Azerêdo *et al.*, 2003; Silva *et al.*, 2020). É nestes setores que se

observa particularmente bem o contacto entre o Caloviano e a base do Jurássico Superior, feita a partir de uma grande descontinuidade de valor bacinal (Azerêdo *et al.*, 2002, 2003), onde termina assim o primeiro grande ciclo sedimentar de enchimento da BL (Soares *et al.*, 1993; Azerêdo *et al.*, 2014).

## II.2 Caracterização sedimentar e estratigráfica do Jurássico Inferior

Tal como mencionado anteriormente, o estudo realizado neste trabalho engloba as formações do Jurássico Inferior, dando posteriormente ênfase à Formação de Vale das Fontes, em particular ao Membro Margo – Calcário com Níveis Betuminosos (Duarte & Soares, 2002; Duarte *et al.*, 2010a, 2010b, 2014c; Silva *et al.*, 2011, 2015). Um quadro litostratigráfico mais completo, abrangendo grande parte dos setores da BL é apresentado na figura II.3. As unidades amostradas e estudadas, a seguir descritas, são as formações de Pereiros, Dagorda, Coimbra, Água de Madeiros, Vale das Fontes, Lemedo, São Gião, Cabo Carvoeiro e Póvoa da Lomba.

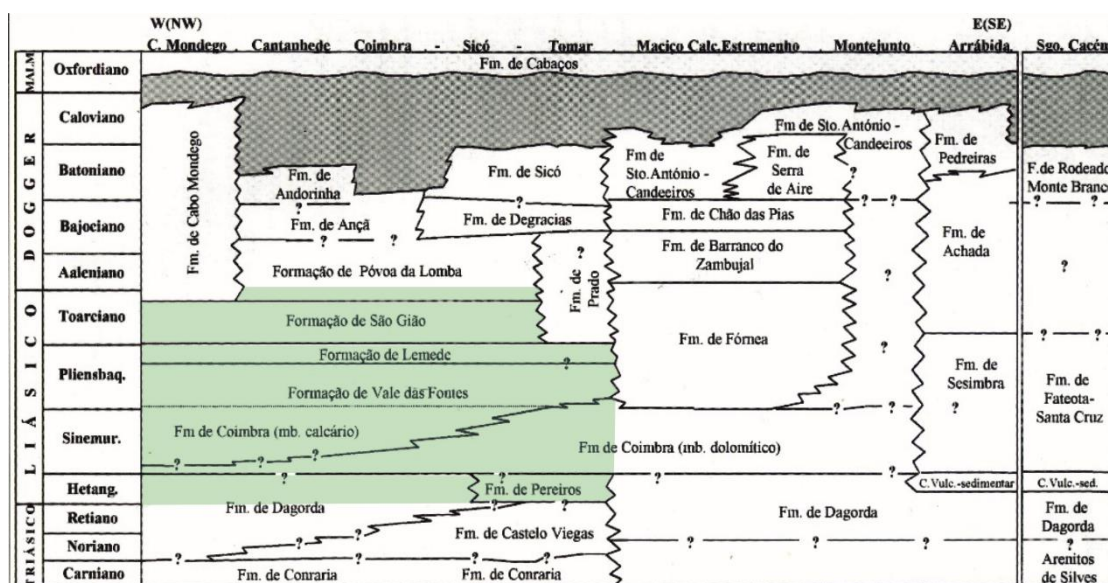


Figura II.3. Síntese litostratigráfica com proposta de uniformização da respetiva nomenclatura para o Triásico, Jurássico Inferior e Jurássico Médio da Bacia Lusitânica e da região de Santiago do Cacém in Azerêdo *et al.* (2003). Neste quadro litostratigráfico, a Formação de Castelo Viegas inclui ainda a Formação de Penela, definida em Soares *et al.* (2012). A verde estão representas as formações em estudo e descritas no seguimento deste capítulo.



Como foi dito anteriormente, o Grupo de Silves corresponde a um conjunto de sedimentos siliciclásticos compostos por conglomerados poligénicos, arcoses, arenitos feldspáticos e lutitos avermelhados datados do Triásico Superior ao Hetangiano. De acordo com Palain (1976) os “Grés de Silves” são subdivididos em três unidades megassequenciais (A, B e C), onde os sedimentos da base, essencialmente conglomeráticos, pertencem ao termo A1, e os sedimentos do topo – siliciclásticos finos, evaporíticos e dolomíticos – ao termo C2. No início de cada fase deposicional (termos A1, B1 e C1 de Palain) há uma acumulação fortemente clástica, isto porque, entre estas megassequências ocorreram reajustamentos tectónicos ao longo da BL durante o início do Mesozoico (Soares *et al.*, 1993; Soares & Duarte, 1995).

As formações de Conraria, Penela, Castelo Viegas e de Pereiros têm uma correspondência com as unidades megassequenciais de Palain (1976) (ver, por exemplo, Rocha *et al.*, 1990; Soares *et al.*, 1993; Azerêdo *et al.*, 2003; Soares *et al.*, 2012).

Este trabalho tem início na **Formação de Pereiros**. Esta unidade é composta pelos termos B2 + C1 + C2 de Palain (1976), sendo que, o termo B2 corresponde à base da formação, que é materializada por uma sedimentação areno-margosa e dolomítica com fósseis de invertebrados, nomeadamente de gastropodes e bivalves (e camadas com *Isocyprina* – Choffat, 1984), característica de um paleoambiente de uma zona de transição; o termo C1 é composto por camadas de arcosenitos grosseiros e raros fósseis de *Clathropteris meniscoides* (Kullberg *et al.*, 2013); por último, o termo C2 é considerado como a sequência mais espessa da formação (Azerêdo *et al.*, 2003) e é materializada por pelitos de cores escuras, dolomias, margas dolomíticas e pontualmente estão presentes cristais de sal e níveis gipsíferos (Soares *et al.*, 2012).

Datada do Triásico Superior até ao possível Sinemuriano Inferior temos presente a **Formação de Dagorda**, que corresponde ao equivalente lateral parcial do Grupo de Silves, em particular as formações de Castelo Viegas e Pereiros (Soares *et al.*, 1993; Azerêdo *et al.*, 2003). Esta formação é materializada por pelito-evaporitos e com acumulações de níveis de gesso, sal-gema que indiciam o carácter lagunar e de planície de inundação de maré num clima quente e seco. De acordo com Palain (1976), estes sedimentos depositaram-se em ambiente de pequena profundidade, alimentados por águas marinhas dando origem a estas alternâncias de argilitos, halite e gesso/anidrite. Anteriormente, foram realizados estudos pela Shell Prospex Portuguese, onde Watkinson (1989) fez referência à formação como sendo subdividida em três membros, expressos especificamente na sondagem de S. Mamede:



- Membro essencialmente dolomítico ou margo-dolomítico com pelitos vermelhos acinzentados e evaporitos;
- Membro salífero/dolomítico, predominantemente dolomítico e calco-margoso e margoso rico em evaporitos (anidrite e halite);
- Membro salífero, constituído fundamentalmente por halite, por vezes com interstratificações de margas dolomíticas e pelitos margosos e anidrite.

A **Formação de Coimbra**, datada do Sinemuriano, constitui a primeira unidade verdadeiramente carbonatada no processo de evolução da BL (ver, por exemplo, Azerêdo *et al.*, 2003, 2014; Duarte *et al.*, 2014a; Dimuccio *et al.*, 2016). Esta sucessão calco-dolomítica é depositada sobre um sistema de rampa carbonatada homoclinal de baixa energia e baixo pendor e é dividida em dois membros, o membro dolomítico e o membro calcário (Azerêdo *et al.*, 2003) ou então pelas unidades de “Camadas de Coimbra s.s” e “Calcários de S. Miguel” (Soares *et al.*, 1985).

A oriente, o membro dolomítico impera, e é materializado por depósitos marinhos rasos e peritidais, como por exemplo dolomitos, ricos de laminações estromatolíticas, camadas finas de calcários dolomíticos localmenteossilíferos com uma fauna bentónica muito restrita de gastrópodes, bivalves e raros foraminíferos (Manuppella & Azerêdo, 1996; Azerêdo *et al.*, 2010; Dimuccio *et al.*, 2016). Estes depósitos estão presentes em todo o Sinemuriano, porém, no Sinemuriano Superior o membro calcário ocorre localmente (Soares *et al.*, 1985; Rocha *et al.*, 1990).

No setor distal da bacia, a Formação de Coimbra é marcada pela transição destes dois membros de uma forma mais acentuada e diferenciada e identificam-se os primeiros amonoides que marcam a base do Sinemuriano Superior, datados da Zona Obtusum (Dommergues *et al.*, 2004). Uma das principais áreas aflorantes é São Pedro de Moel, isto porque, é caracterizado como o único local da bacia onde se pode observar grande parte da sucessão estratigráfica (Azerêdo *et al.*, 2010; Duarte *et al.*, 2014a). A descrição é feita com base em dois perfis parciais, o da Praia da Concha-Farol e o perfil da Polvoeira (Duarte *et al.*, 2014a). Na área do primeiro perfil, estão expostas sete unidades ou conjuntos faciológicos com cerca de 100 metros de espessura e no segundo perfil encontra-se a parte superior da Formação de Coimbra, e última unidade, numa sucessão com cerca de 25 metros. As primeiras quatro unidades, são diferenciadas essencialmente pela presença dos estromatólitos (Azerêdo *et al.*, 2010).

Pelo que a **unidade A**, corresponde à unidade de base, abaixo dos estromatólitos, materializada por camadas calco-dolomíticas, *mudstone* a *grainstone*, com abundância de bivalves, gastrópodes e ostracodos (Duarte *et al.*, 2008; Azerêdo *et*

*al.*, 2010; Duarte *et al.*, 2014a). Há registo de alguns níveis ricos em matéria orgânica. A **unidade B** evidencia o intervalo dos estromatólitos, é composta por alternâncias de calcários *mudstone* a *wackstone* e também de calcários micríticos, com grande abundância de bivalves. A presença de *Thalassinoides* e *Rhizocorallium* ocorre pela primeira vez nesta unidade (Duarte *et al.*, 2008). As **unidades C e D**, são as unidades sobrejacentes ao intervalo dos estromatólitos. São compostas por camadas alternadas de calcários e calcários margosos. Há uma forte bioturbação provocada pela presença de *Thalassinoides* e *Rhizocorallium* (Duarte *et al.*, 2008; Azerêdo *et al.*, 2010). Entre estas camadas destacam-se as lumachelas colonizadas por bivalves e dominadas por *Unicardium costae* (Mouterde *et al.*, 1981). No topo, ocorrem *Ptycharietites* (*P.*) *ptychogenos*, *P.* (*P.*) *heterogenus*, *P. muellense* e *P. (Pompeckioceras) oncocephalus*, considerados como os primeiros registos de amonoides e mais antigos da Bacia Lusitânica datados da Zona Obtusum (Mouterde & Rocha, 1981; Dommergues *et al.*, 2004, 2010). A **unidade E** mantém uma litologia calcária, idêntica às unidades anteriores bem como a nível faunístico. A **unidade F** representa a porção mais margosa da formação, há presença de níveis ricos em matéria orgânica, alternando com níveis centimétricos de calcários. A ocorrência de bivalves continua a ser muito abundante e também de amonoides. A última unidade observada no perfil da Praia da Concha é a **unidade G**, constituída por calcários micríticos e bioclásticos alternados por margas calcárias. Os níveis bioclásticos e fossilíferos não são expressivos como nas unidades D e E (Duarte *et al.*, 2014a). Representando a parte superior da formação, temos a **unidade H**, aflorante no perfil de Polvoeira, e mantém as mesmas litofácies da unidade anterior. Contudo, apresenta uma maior diversidade de bivalves, braquiópodes, gastrópodes e crinoides que as unidades anteriores. O topo da formação, de acordo com Comas-Rengifo *et al.* (2013), corresponde à parte inferior da Zona Oxynotum.

Após toda uma sucessão de fácies essencialmente calcária passamos à **Formação de Água de Madeiros**, datada do Sinemuriano Superior ao Pliensbaquiano basal, envolvendo as Zonas Oxynotum a Raricostatum e base de Jamesoni (Duarte *et al.*, 2014b; figura II.4). Esta formação marca a passagem da fácies calcária para a fácies hemipelágica característica do Jurássico Inferior. Materializada por alternâncias de margas e calcários com níveis ricos em matéria orgânica, esta unidade marca a abertura ao ambiente marinho na bacia (Duarte & Soares, 2002). Na Zona Raricostatum dá-se um evento de máxima inundação, o que gerou o enriquecimento de matéria orgânica e uma maior preservação da mesma (Duarte *et al.*, 2010a) A Formação de Água de Madeiros assenta em paraconformidade sobre a Formação de Coimbra (Duarte *et al.*, 2010a) e aflora, maioritariamente, no setor mais distal da BL devido ao forte diacronismo

das fácies dolomíticas (ver, por exemplo, Mouterde *et al.*, 1971; Soares *et al.*, 1993). Devido à variação de fácies a nível vertical, a Formação de Água de Madeiros é dividida em dois membros, o Membro de Polvoeira e o Membro da Praia de Pedra Lisa (Duarte & Soares, 2002).

O **Membro de Polvoeira** é constituído por alternâncias de margas e calcários margosos com um teor mais argiloso ao longo da sucessão e fácies ricas em matéria orgânica (Duarte *et al.*, 2010a, 2012, 2014b), e fragmentos de madeira fossilizada (Silva *et al.*, 2013). Na base da unidade observa-se uma fauna bentónica bastante expressiva, composta essencialmente por bivalves e braquiópodes, e com raras amonites que permitem datar o membro da Zona Oxynotum. Para o topo, a fauna bentónica deixa de ter tanta expressão e a fauna nectónica começa a dominar a sucessão, onde estão presentes amonites e belemnites, como também fósseis de peixes actinoptérgios (Antunes *et al.*, 1981), que indicam uma fase de aprofundamento deposicional (Duarte & Soares, 2002).

O **Membro da Praia de Pedra Lisa**, ao contrário do membro anterior, é maioritariamente calcário. Na base, os calcários são microspáriticos, por vezes laminados, ricos em ostracodos e radiolários (ver, por exemplo, Duarte *et al.*, 2008, 2010a), contudo, a macrofauna bentónica e nectónica é escassa (Duarte *et al.*, 2014b). O topo do membro, é caracterizado por um aumento de margas cinzentas a negras intercaladas com bancadas calcárias mais finas; em alguns intervalos margosos há presença de uma fácies orgânica e quanto aos calcários são fossilíferos, onde estão presentes moluscos e ostracodos (Duarte *et al.*, 2010a, 2014b). A presença de *Apoderoceras* nos níveis calcários identifica este membro, relativo ao Pliensbaquiano Inferior, pertencente à Zona Jamesoni e subZona Taylori (Duarte *et al.*, 2010a, 2014b; Meister *et al.*, 2012).

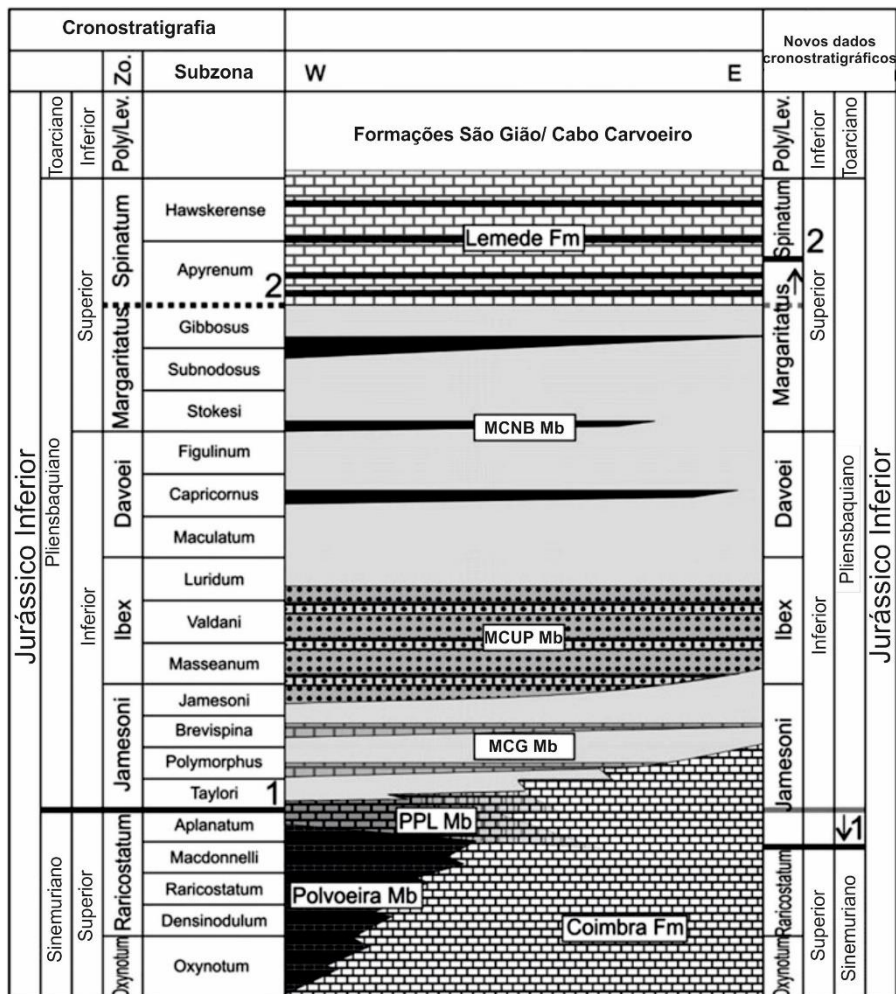


Figura II.4. Quadro cronostratigráfico do Sinemuriano até ao Toarciano Inferior da Bacia Lusitânica, apresentando as unidades ricas em matéria orgânica do Sinemuriano e Pliensbaquiano, bem como as recentes precisões biostratigráficas (in Duarte *et al.*, 2014c).

A **Formação de Vale das Fontes**, datada do Pliensbaquiano Inferior ao Pliensbaquiano Superior, representa uma unidade margo-calcária com um domínio mais margoso. No setor mais distal da bacia, há uma grande diversidade macrofaunística nectónica e bentónica, nomeadamente amonoide, belemnites, bivalves, crinoides, braquiópodes e gastrópodes, estes organismos permitem a datação desta unidade entre as Zonas Jamesoni e Margaritatus (Mouterde, 1967; Rocha *et al.*, 1996). Segundo Duarte *et al.* (2010a) esta formação é dividida em três membros, o **Membro Margas e Calcários com Uptonia e Pentacrinus (MCUP)**, o **Membro Margas e Calcários Grumosos (MCG)** e o **Membro Margo- calcários com Níveis Betuminosos (MCNB)**.

O Membro **MCUP** é composto por alternâncias de margas e calcários margosos, bastante bioturbados, marcadas pela presença de níveis ricos em matéria orgânica. Este membro apresenta uma grande componente fossilífera, com presença de

amonites, belemnites, bivalves, braquiópodes e crinoides (*Pentacrinus subteres* em Mouterde *et al.*, 1978). A unidade é datada da Zona Jamesoni.

O Membro **MCG** é composto por margas, margas calcárias, margas e essencialmente calcários grumosos, com intercalações de margas laminadas e localmente ricas em matéria orgânica. As fácies grumosas, representam concreções micríticas, geralmente nodulares e subangulosas, que podem ter várias origens (Elmi *et al.*, 1988; Fernández-López *et al.*, 2000; Coimbra & Duarte, 2020). A unidade é datada das Zonas Jamesoni a Ibex.

O Membro **MCNB** compreende uma sucessão particularmente margosa, rica em matéria orgânica (*black shales*), alternando com calcários margosos com presença de amonites e belemnites, contudo, apresenta uma maior escassez de organismos bentónicos, o que leva a concluir que este membro se depositou numa fase de aprofundamento da bacia resultante de uma longa fase transgressiva de 2ª ordem e que gerou um ambiente de anoxia (ver, por exemplo, Duarte *et al.*, 2010a; Silva *et al.*, 2011, 2015; Silva & Duarte, 2015). Este membro é datado da parte terminal da Zona Ibex até ao topo da Zona Margaritatus.

A **Formação de Lemedé** é uma unidade predominantemente carbonatada, sendo composta por calcários micríticos e margosos alternantes com margas calcárias. Este aumento da fácies calcária marca o período regressivo datado da Zona Spinatum. Esta unidade é conhecida por ter uma fauna abundante de amonites e braquiópodes e, muito particularmente, de belemnites o que a distingue de outras formações. É possível datar esta unidade do topo da Zona Margaritatus à extrema base da Zona Polymorphum (base do Toarciano). No topo desta unidade, observa-se em Peniche, o simbólico *Global Boundary Stratotype Section and Point* (GSSP) que nos dá como ponto de referência o limite entre o Pliensbaquiano e o Toarciano (ver, por exemplo, Rocha *et al.*, 2016).

Em conformidade com Duarte & Soares (2002) e a figura II.4, sobre a Formação de Lemedé definem-se na Bacia Lusitânica várias unidades de idade toarciana, destacando-se a Formação de São Gião, que abrange grandes áreas da bacia, e a Formação do Cabo Carvoeiro, que se restringe à região de Peniche (figura II.5).

A **Formação de São Gião**, é essencialmente margosa, composta por alternâncias de margas e calcários margosos a micríticos, e representa a unidade do Jurássico Inferior mais espessa da Bacia Lusitânica (Duarte & Soares, 2002). A unidade é representativa do intervalo entre as Zonas Polymorphum e Meneghinii. Devido às variações verticais de fácies evidenciadas em todos os setores da bacia, é possível dividir esta unidade em cinco membros (Duarte & Soares, 2002), e integrar em quatro

sequências deposicionais de 3ª ordem (Duarte *et al.*, 2001, 2004, 2007). Os membros são os seguintes:

O **Membro Margo-Calcários com Fauna de *Leptaena*** é predominantemente margoso, materializado por alternâncias de margas e calcários margosos bastante fossilíferos, ricos em *Dactyloceras*, por vezes piritizadas, belemnites, braquiópodes e bivalves. Este membro é datado da Zona Polymorphum.

O **Membro Calcários nodulosos em plaquetas** é materializado por alternâncias de calcários micríticos, microcristalinos e calcissiltíticos (finas películas quartzosas e micáceas) e de margas muito pobres em carbonato, percentagens inferiores a 20%. Na base da unidade, a fácies é consideravelmente mais margosa e de cor castanha, apelidada de margas chocolate (ver, por exemplo, Duarte & Soares, 1993; Duarte, 1997). Embora a componente fossilífera desta unidade seja extraordinariamente rara (com exceção de *Thalassionoides*) é possível datar este membro da Zona Levisoni dada a presença de *Hildaites*, que ocorre pontualmente.

O **Membro Margas e calcários margosos com *Hildaites* e *Hildoceras*** corresponde à unidade mais espessa da Formação de S. Gião, sendo composta por alternâncias de margas e margas calcárias com calcários margosos e micríticos, tornando-se mais carbonatada para o topo. Na base existe uma grande abundância de braquiópodes, na parte intermédia definem-se alguns horizontes com bivalves de concha fina e no topo destacam-se níveis ricos em *Hildoceras*. O membro é datado do intervalo entre as Zonas Levisoni e Bifrons (Duarte, 1997; Duarte *et al.*, 2004).

O **Membro Margas e calcários margosos com bioconstruções de espongiários** é materializado por alternâncias de marga/calcário margoso numa relação muito próxima de 3:1. Este membro é diferenciado e individualizado pela ocorrência de bioconstruções de espongiários siliciosos (“mud mounds”) em pequenos bioermes de expressão decimétrica a métrica (ver, por exemplo, Duarte, 1997; Duarte *et al.*, 2001). A parte superior deste membro é rico em amonoides, que o permitem datar do intervalo entre as Zonas Bifrons e Bonarellii.

O **Membro Margas e margas calcárias com braquiópodes** é essencialmente margoso, e atinge fortuitamente o domínio calcário (margoso). Na base do membro há ocorrência de braquiópodes, que constitui a componente fossilífera mais saliente de toda a unidade, paralelamente à ocorrência de abundantes amonoides (Duarte *et al.*, 2001). A unidade é datada da Zona Speciosum até à base da Zona Meneghinii.

A **Formação de Póvoa da Lomba** é datada do Toarciano Superior (Zona Meneghini) ao Bajociano Inferior, sendo materializada por calcários margosos e margas, com micritos e biomicritos a biomicrospáritos (*packstones* a *grainstones*). Diferencia-se da unidade inferior pela sua forte componente carbonatada e por vários aspetos do ponto de vista paleontológico (ver Henriques, 2002; Duarte, 1997; Duarte *et al.*, 2001).

No setor de Peniche, as unidades de idade toarciana são materializadas pela **Formação do Cabo Carvoeiro** (Duarte & Soares, 2002; figura II.5). Contrariamente à Formação de S. Gião, é materializada por uma fácies detrítica, oolítica e bioclástica, traduz um ambiente deposicional de sistemas turbidíticos a plataforma carbonatada rasa, associados ao soerguimento do bloco hercínico da Berlenga-Farilhões (Wright & Wilson, 1984; Guéry *et al.*, 1986; Duarte, 1977). É possível subdividir esta formação nos seguintes 5 membros (ver também, Wright & Wilson, 1984; Duarte, 1997; Duarte & Soares, 2002).

O **Membro Cabo Carvoeiro 1** é equivalente lateral ao membro Margo-Calcários com Fauna de *Leptaena*, da Formação de São Gião. É composto por margas por vezes micáceas e laminadas, alternantes com calcários margosos (biomicritos argilosos/wackestone). Exatamente com as mesmas características faciológicas e paleontológicas.

O **Membro Cabo Carvoeiro 2** é composto por várias litologias, como por exemplo, margas cinzentas, betuminosas, siltosas e arenosas, calcários margosos, micríticos e gresosos, grés e microconglomerados subarcóicos com cimento carbonatado e ricos em matéria orgânica carbonosa. A nível faunístico é bastante pobre, por vezes com aparições de amonoides (*Hildaites*) e raros braquiópodes. Está inserido na Zona Levisoni.

O **Membro Cabo Carvoeiro 3** é equivalente lateral ao membro Margas e calcários margosos com *Hildaites* e *Hildoceras*, da Formação de São Gião, e tal como este, apresenta um domínio calcário mais para o topo. Na base, há um seguimento do membro anterior, mais calcarenítico, com calcários margosos, finamente quartzosos e micáceos alternantes com margas. O topo da unidade é particularmente rico em Hildoceratídeos.

O **Membro Cabo Carvoeiro 4** é essencialmente margoso na base, evoluindo para o topo para uma sucessão de calcários oolíticos que alternam com níveis margosos. A nível faunístico, há ocorrência de amonites, essencialmente na sua base.

Os ignógenos *Zoophycos* e *Skolithos* são característicos deste membro. É datado da Zona Bifrons até à base da Zona Bonarellii.

O **Membro Cabo Carvoeiro 5** é o último membro da formação do Cabo Carvoeiro, é composto por calcários oolíticos, com uma forte componente siliciclástica, e ao longo da sucessão as camadas tornam-se mais grosseiras e espessas. Neste membro a componente argilosa desaparece e a fração detrítica pode atingir o domínio conglomerático. A ausência de amonoides não permite uma datação biostratigráfica exata, podendo o topo da sucessão atingir a base do Jurássico Médio (Aaleniano).

Cronostratigrafia e Biozonas de Amonites			Litostratigrafia								
			Arrábida	Tomar	Generalidade da Bacia	Peniche/S. Pedro Moel					
Jurássico Inferior	Aaleniano	Opalinum	Formação de Achada	Formação do Prado	Fm. Póvoa da Lomba		Formação do Cabo Carvoeiro	C. Carvoeiro 5			
		Superior			Aalensis Meneghini Speciosum Bonarellii	Fm. de São Gião		Margas e margas calcárias com braquiópodes	C. Carvoeiro 4		
					Médio			Gradata Bifrons	Margas e calcários margosos com bioconstruções de espongiários	C. Carvoeiro 3	
	Inferior	Levisoni			Fm. de Vale das Fontes	Fm. de Vale das Fontes		Margas e calcários margosos com <i>Hildaites</i> e <i>Hildoceras</i>	C. Carvoeiro 2		
		Polymorphum						C. nodul. em plaquetas	Margo-calcários com fauna de <i>Leptaena</i>	C. Carvoeiro 1	
	Pliensbaquiano	Superior Domeriano			Spinatum Margaritatus	Formação de Lemedo					
					Davoei Ibex	Fm. de Vale das Fontes		Fm. de Vale das Fontes	Fm. de Vale das Fontes	Margo-calcários com fácies betuminosas	
		Inferior Carixiano			Jamesoni	Margo e calcários grumosos		Margo e calcários com <i>Uptonia</i> e <i>Pentacrinus</i>	Margo e calcários grumosos	Margo e calcários com <i>Uptonia</i> e <i>Pentacrinus</i>	
	Sinemuriano	Raricostatum Obtusum			Dolomitos de Sesimbra	Fm. de Coimbra		Fm. de Coimbra	Camadas de São Miguel	Fm. Água de Madeiros	Mb. Praia Pedra Lisa
											Mb. Polvoeira

Figura II.5. Unidades litostratigráficas do Jurássico Inferior (adaptado de Duarte & Soares, 2002 in Kullberg et al. (2013)).



### III. Materiais e Métodos

De acordo com os objetivos da tese, apresentados no capítulo I, foram usadas diferentes metodologias, nomeadamente a aquisição de dados de Suscetibilidade Magnética e de Curvas de Magnetização Remanescente Isotérmica.

### III.1 Amostragem e Trabalho de Campo

A primeira fase do trabalho consistiu na comparação dos dados de SM com os dados de raios gama (U, Th e K) – objetivo 1 – de amostras de rochas sedimentares previamente recolhidas e estudadas por Sêco *et al.* (2018). As amostras pertencem a várias unidades do Jurássico Inferior em vários setores da Bacia Lusitânica. Para este trabalho, foram selecionadas 208 amostras, dos seguintes locais: Alcabideque, Brasfemes, Cabanas, Cantanhede, Castelo Viegas, Lamas, Monte Real, Montemor-o-Velho, Penela, Peniche, Quinta da Oliveira Torta, Rabaçal, São Miguel, São Pedro de Moel, Serra da Boa Viagem e Vila Seca. O número de amostras estudadas e as formações a que estas pertencem encontram-se na tabela III.1. Os valores das concentrações de U, Th e K destas amostras, foram publicadas na tese de doutoramento do Doutor Sérgio Sêco (Sêco, 2020) e estão em fase de revisão numa revista internacional.

Tabela III.1. Número de amostras analisadas e as correspondentes Formações.

Nº de amostras	Formações
9	Cabo Carvoeiro
4	Póvoa da Lomba
11	São Gião
7	Lemedo
81	Vale das Fontes
9	Água de Madeiros
52	Coimbra
6	Dagorda
29	Pereiros

Para o objetivo 2, foi realizada a amostragem de campo na série hemipelágica do Pliensbaquiano em Peniche. A escolha foi feita devido à presença de fácies ricas em matéria orgânica, representando níveis de *black shales* (Soares & Duarte, 2002; Oliveira *et al.*, 2006; Duarte *et al.*, 2010a; Silva *et al.*, 2011, 2012), deste modo, é um excelente laboratório natural para o estudo da relação entre as propriedades magnéticas e o

conteúdo em matéria orgânica. A recolha das amostras foi feita na praia do Portinho da Areia do Norte em Peniche, onde aflora o membro Margas e Calcários com Níveis Betuminosos da Formação de Vale das Fontes (coordenadas UTM 29S, 467,389 m; 4,357,730 m) (figura III.1A). Neste perfil está representada toda a sucessão margocalcária de aproximadamente 30 m do membro MCNB, datado do intervalo entre as Zonas Ibex e Margaritatus do Pliensbaquiano, descrita em mais pormenor no capítulo II.1.3. As amostras foram recolhidas ao longo da sucessão estratigráfica, com um espaçamento de aproximadamente 20 cm (figura III.1B), de modo a que fossem coletados sedimentos de todas as camadas. Foi feita também uma amostragem mais detalhada de dois níveis de *black shales* com um espaçamento de 2 cm entre cada camada (figura III.1C,D).

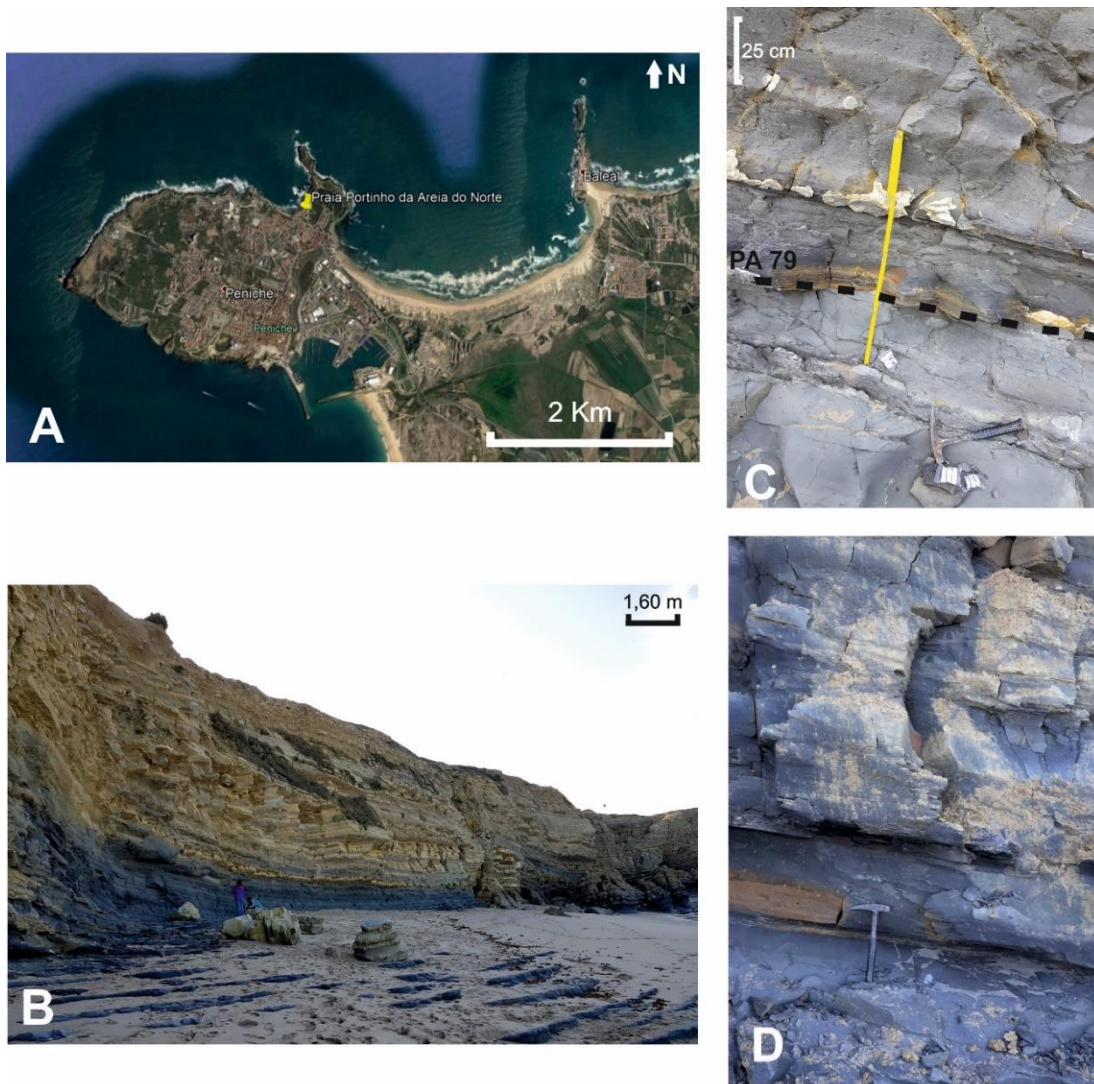


Figura III.1. **A.** Localização do perfil da Praia do Portinho da Areia do Norte, sinalizado pelo marcador amarelo (base cartográfica via *Google Earth*); **B.** Fotografia de campo da sucessão estratigráfica da parte superior do membro MCNB da Formação de Vale das Fontes (parte acinzentada), observando-se a transição para a Formação de Lemedé; **C.** Detalhe do primeiro nível de *black shale* estudado; **D.** Detalhe do segundo nível de *black shale* estudado.

Ao todo foram recolhidas 185 amostras, 133 delas pertencem ao log estratigráfico do membro MCNB, onde 4 dessas iniciam a Formação de Lemedé. As restantes 52 correspondem aos 2 intervalos de *black shale* amostrados. Das 52 amostras, foram selecionadas 25 para realização do objetivo 3.

## III.2 Trabalho Laboratorial

### II.2.1 Suscetibilidade Magnética

#### III.2.1.1. Conceitos fundamentais

A Suscetibilidade Magnética é uma propriedade magnética entendida como a capacidade que um material tem de se magnetizar, quando sujeito a um campo magnético externo (ver, por exemplo, Butler, 1992; Dearing, 1999; Ellwood *et al.*, 2000). Todos os materiais são magnéticos, assim como todos apresentam uma SM distinta quando submetidos a um campo devido à sua composição química e/ou arranjo estrutural, apesar de que as rochas sedimentares tendem a apresentar valores mais baixos de suscetibilidade do que as rochas ígneas, isto deve-se à componente detrítica de cada rocha e à quantidade do teor de minerais paramagnéticos e ferromagnéticos. As medições de SM fornecem várias informações, como por exemplo, a mineralogia e o conteúdo em minerais de ferro (óxidos de ferro, sulfuretos de ferro) presentes na amostra, classificação de diferentes tipos de materiais, identificação dos processos de pedogênese ou de transporte da rocha ou sedimento, geocronologia e estratigrafia (Dearing, 1999). Para além de toda esta informação que a SM pode fornecer, as medidas podem ser feitas em todo o tipo de materiais e tanto podem ser feitas em laboratório como em campo. É uma medição segura, não destrutiva, extremamente rápida e com custo baixo. A suscetibilidade é identificada como  $\kappa$  se for normalizada pela unidade de volume (SI) e por  $\chi$  se for por unidade de massa ( $m^3/kg$ ), a suscetibilidade é diretamente proporcional à magnetização:

$$J = \kappa \cdot H \quad (1)$$

J: Magnetização (A/m)

H: Campo magnético (A/m)

O valor de  $\kappa$  varia, sobretudo, em função da composição e comportamento magnético das diferentes partículas que constituem o material, do tamanho do grão e da temperatura. Existem três tipos de comportamentos magnéticos, o diamagnetismo, o paramagnetismo e o ferromagnetismo. A Suscetibilidade Magnética é a soma dos 3

comportamentos magnéticos descritos no decorrer do capítulo, em função da sua abundância relativa.

## Diamagnetismo

Diz-se que um material é diamagnético quando, a suscetibilidade ( $\chi$ ) é negativa e o mineral adquire uma magnetização contrária ao campo induzido (H), que posteriormente quando este é retirado a magnetização (J) volta a zero, ou seja, perde a magnetização (figura III.2). A suscetibilidade para um material diamagnético é negativa e independente da temperatura, tem um valor absoluto muito baixo e é negativo (Butler, 1992). Assim sendo, as substâncias diamagnéticas são essencialmente os minerais de quartzo, calcite, feldspatos, matéria orgânica, etc.

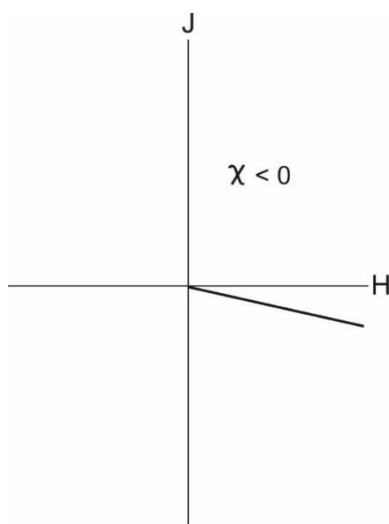


Figura III.2. Relação entre a magnetização (J) e o campo magnético aplicado (H) para as substâncias com comportamento diamagnético. A suscetibilidade magnética ( $\chi$ ) é negativa e fraca (Butler, 1992).

## Paramagnetismo

Diz-se que um material é paramagnético quando a suscetibilidade é positiva, ou seja, o campo magnético induzido tem a mesma direção que o campo aplicado, mas à semelhança com o diamagnetismo quando se retira o campo, a magnetização volta a zero (figura III.3). O valor de um material paramagnético é dominante sobre um material diamagnético (Butler, 1992), isto porque, um elemento paramagnético tem 3 ordens de grandeza maiores do que um elemento diamagnético, logo, em termos de volume não é necessária uma grande quantidade de minerais paramagnéticos para que a

suscetibilidade seja dominada por esses, que são por exemplo, minerais de moscovite, biotite, argilas, piroxenas, ilite, olivina, etc.

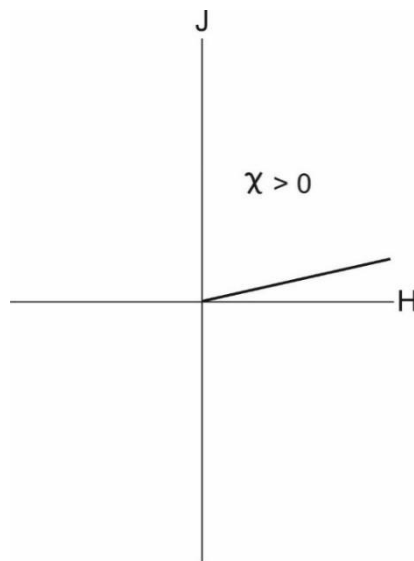


Figura III.3. Relação entre a magnetização (J) e o campo magnético aplicado (H) para as substâncias com comportamento paramagnético. A suscetibilidade magnética ( $\chi$ ) é positiva e fraca (Butler, 1992).

## Ferromagnetismo

Um material ferromagnético apresenta uma magnetização espontânea, mesmo quando há ausência de um campo magnético externo, a este fenômeno chamamos de magnetização remanescente ( $J_r$ ). O ferromagnetismo depende do arranjo tridimensional dos átomos na estrutura cristalina, por exemplo, quando os óxidos de ferro ( $Fe^{2+}$  ou  $Fe^{3+}$ ) interagem com o oxigênio ( $O_2$ ) estabelecem interações de troca e geram este comportamento.

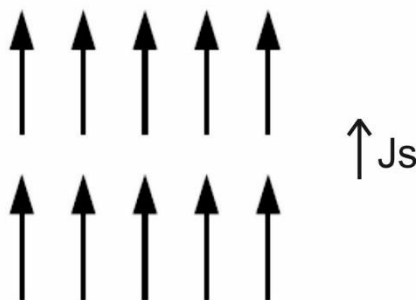


Figura III.4. Ligações de troca dos momentos magnéticos em materiais ferromagnéticos (modificado de Butler, 1992).

O comportamento magnético pode ser caracterizado por uma curva de histerese (figura III.5).

Quando um campo magnético é induzido, a magnetização começa a subir porque os momentos magnéticos começam a orientar-se no sentido desse mesmo campo, à medida que a intensidade de campo aumenta o material acaba por obter um estado de saturação (magnetização de saturação-  $J_s$ ; figura III.4), onde todos os momentos estão alinhados e a magnetização atinge um valor máximo (ponto 2; figura III.5). Este estado de saturação, na prática, depende essencialmente da concentração e do tamanho do grão das partículas ferromagnéticas. Após a magnetização de saturação ter sido adquirida, aplica-se um campo magnético no sentido contrário e a magnetização começa a baixar, apesar de não atingir o estado fundamental devido à coercividade da rocha – resistência que o mineral tem para se desmagnetizar – (ponto 4; figura III.5). Para cancelar os momentos magnéticos mais difíceis tem de se induzir um campo, chamado de coercividade remanescente ( $H_{cr}$ ).

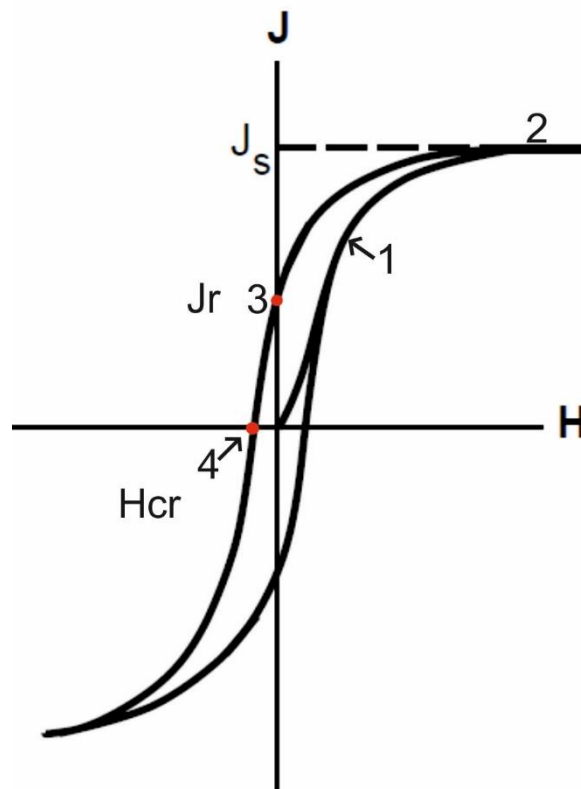


Figura III.5. Curva de histerese para substâncias com comportamento ferromagnético. **Ponto 1:** indução de um campo magnético; **Ponto 2:** estado de saturação ( $J_s$ ); **Ponto 3:** magnetização remanescente ( $J_r$ ); **Ponto 4:** coercividade remanescente ( $H_{cr}$ ) (modificado de Butler, 1992).

O ferromagnetismo tem uma ordem de grandeza muito superior à dos materiais paramagnéticos e diamagnéticos, e é influenciado pela temperatura (Butler, 1992). Com o aumento da temperatura, as orbitais começam a distanciar-se e deixam de se sobrepor, o que leva a que as interações de troca se quebrem e o comportamento magnético desapareça, a esta temperatura dá-se o nome de Temperatura de Curie ( $T_C$ ). Os materiais tornam-se paramagnéticos quando estão acima dessa temperatura. Para a magnetite a Temperatura de Curie é de 580°C e para a hematite é de 680°C.

Contudo, em rochas sedimentares a Suscetibilidade por unidade de massa é dominada essencialmente por teores de minerais ferromagnéticos (óxidos de Ferro) e paramagnéticos (argilas).

### III.2.1.2 Protocolo experimental

A medição da SM é feita com o medidor Bartington MS2B System de duas frequências (figura III.6) e é descrita em relação à unidade de volume (SI). Para  $\kappa$ , o equipamento assume um volume padrão de 10 cm<sup>3</sup>, contudo, os dados foram representados em unidade de massa ( $\chi$ ), para isso, aplicou-se a fórmula que transforma a suscetibilidade  $\kappa$  em suscetibilidade  $\chi$ , dividindo o volume pela massa através da seguinte fórmula:

$$\chi_{lf} = \frac{\kappa}{\rho} \quad (2)$$

$\chi_{lf}$ : Suscetibilidade Magnética de baixa frequência

$\kappa$ : Suscetibilidade Magnética em unidade de volume

$\rho$ : densidade

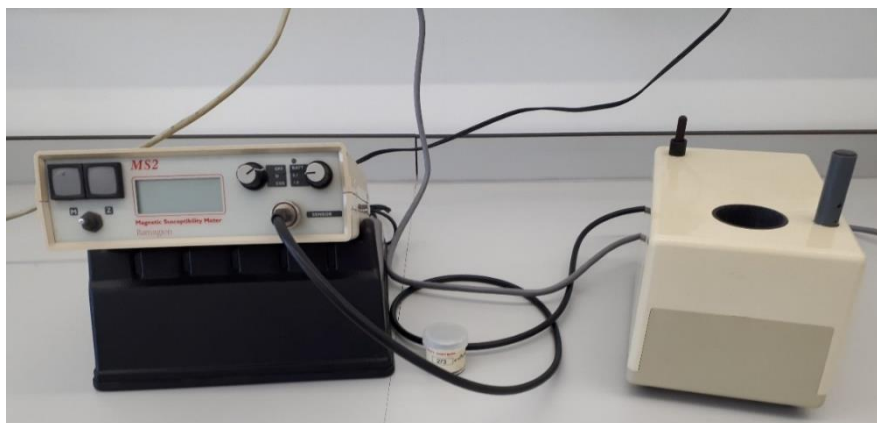


Figura III.6. Medidor Bartington MS2B System.



O primeiro passo realizado foi a divisão das amostras para sacos de plástico com aproximadamente 20 gramas cada, estas já estavam reduzidas a grão fino ( $\leq 1$  mm), por isso não foi necessário realizar o processo de moagem. Contudo, nas amostras recolhidas em Peniche, foi feita a redução das amostras a grão mais fino com o auxílio de um almofariz de ágata (figura III.7). De seguida, iniciou-se o processo de medição de SM. Inicialmente o medidor foi calibrado com uma amostra padrão e dando o valor correto procedeu-se à medição de um total de 391 amostras. O equipamento trabalha com sensibilidades altas (0.1) e sensibilidades mais baixas (1) dependendo da SM da amostra, neste caso, como a maioria delas são consideradas fracas, ou seja, os valores de Suscetibilidade Volumétrica ( $\kappa$ ) rondam os valores de 10 a 30 SI, realizou-se a medição para o alcance mais alto de 0.1, caso contrário ocorre um erro de medição de 5 a 10% o que não é aconselhável. A diferença entre as duas sensibilidades é o tempo de aquisição do sinal magnético, que é 10 vezes mais lento para as amostras magneticamente fracas. Entre cada amostra, realizou-se a medição do “ar” para subtrair o valor da deriva do equipamento, o ideal é que as medições do primeiro e do segundo “ar” deem zero, contudo nem sempre é possível porque há sempre erros associados. A equação para a correção do valor da amostra é a seguinte:

$$\kappa(\text{corrigido}) = \kappa(\text{amostra}) - \frac{[\kappa(1^{\text{ar}}) + \kappa(2^{\text{ar}})]}{2} \quad (3)$$



Figura III.7. Moagem da amostra para grão fino no almofariz de ágata.

## III.2.2 Curvas de Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI)

A Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI) provém da aplicação de um campo magnético contínuo (H), num curto período de tempo e a uma temperatura constante, geralmente a temperatura ambiente (Thompson & Oldfield, 1986). Após a indução, a magnetização remanescente é bastante instável e decai exponencialmente com o tempo. Contudo, o tempo de medição é suficientemente curto para permitir a caracterização da magnetização da rocha.

Através das curvas de aquisição MRI é possível obter dois parâmetros significativos dos minerais ferromagnéticos (ex. magnetite, hematite), a MRI de saturação (SIRM na figura III.8), fortemente controlada pela concentração das partículas ferromagnéticas, e a coercividade média representada pelo parâmetro  $B_{1/2}$  na figura III.8, que é característica da natureza dos portadores magnéticos (magnetite ou hematite). A identificação destes portadores pode ser mais difícil devido à presença de misturas de minerais ferromagnéticos, o que é frequente em rochas sedimentares marinhas.

Segundo Robertson & France (1994), a curva de aquisição de MRI de um mineral ferromagnético pode ser representada por uma curva cumulativa do tipo *log-Gaussian* (CLG). Isto é possível devido à distribuição magnética do tamanho do grão ser logarítmica. É possível então diferenciar a contribuição de cada mineral magnético, no caso de uma mistura, através da decomposição da curva de MRI entre diferentes curvas de CLG, cada uma delas representada por valores específicos de Magnetização Remanescente Isotérmica de Saturação (MRIS), coercividade média ( $B_{1/2}$ ) e índice de dispersão (DP). Baseado nesta assunção, Kruiver *et al.* (2001) forneceram um modelo, na forma de um ficheiro excel, que permite: 1) transformar os valores do campo induzido (geralmente em mT) em valores logarítmicos (LAP na figura III.8A); 2) transformar a curva linear MRI numa curva gaussiana (distribuição normal) a partir do gradiente da MRI (GAP na figura III.8B); e 3) converter a escala linear vertical em escala de probabilidade (SAP na figura III.2C). Além de permitir a caracterização individual de cada mineral magnético presente nas amostras a partir da sua curva de distribuição normal, este método tem a capacidade de caracterizar minerais altamente coercivos, como é o caso da hematite e da goethite, mesmo quando a amostra não atingiu o estado de saturação.

Como o método se baseia principalmente nas diferenças de coercividade, não convém que os minerais possuam coercividades semelhantes, como por exemplo o caso de uma mistura de magnetite e pirrotite.

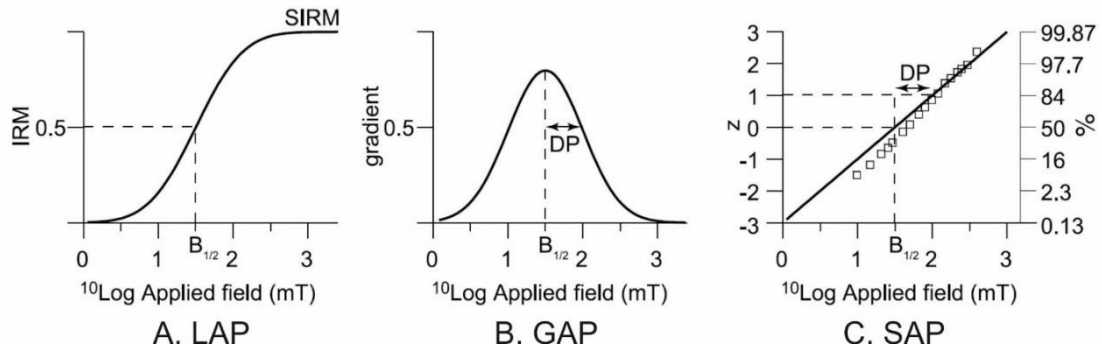


Figura III.8. **A.** Aquisição da curva MRI numa escala linear (LAP); **B.** Curva de MRI expressa em gradiente (GAP), e índice de dispersão (DP); **C.** Curva de MRI numa escala de probabilidade (SAP) (modificado de Kruiver *et al.*, 2001).

No laboratório, após a medição da SM, os sedimentos da fácies orgânica foram colocados em cubos de amostragem de  $8 \text{ cm}^3$  (figura III.9), para posterior medição das curvas de Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI).

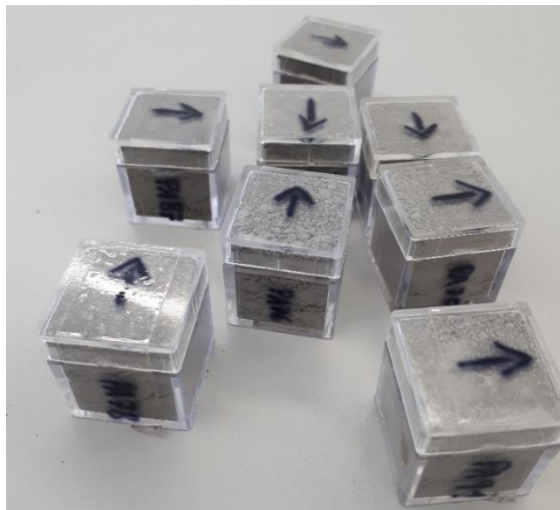


Figura III.9. Cubos de amostragem.

As amostras foram anteriormente desmagnetizadas até 100 mT usando um desmagnetizador – MolSpin – de campo magnético alternado de baixa frequência (AF) para remover qualquer campo residual (figura III.10A). Após a desmagnetização, a amostra foi medida por um magnetómetro de tipo Minispin – MolSpin – (figura III.10B). Este magnetómetro tem um sensor do tipo *fluxgate* que cria um desequilíbrio quando a amostra é colocada no porta amostras rotativo, que possui uma rotação curta ou longa, e quando combinados gera uma corrente alternada que mede os momentos magnéticos em mA/m. O software que controla o magnetómetro e fornece os dados sobre as amostras medidas é o SPN1A. Feita a primeira medição no magnetómetro, passamos para a indução de um campo magnético realizada por um magnetizador de campo alto (Impulse IM-10; ASC *Scientific*, figura III.10C) para obtenção da curva de Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI) e medimos novamente a respetiva magnetização, este processo é repetido até à saturação da amostra (MRIS), sendo 1,2 T o valor máximo do campo induzido pelo magnetizador.

Um outro parâmetro analisado que provém das curvas de MRI é o *S-ratio*, que depende das características de coercividade e é definido para descrever estas contribuições relativas de fases magnéticas quando os valores são altos (Kruiver & Passier, 2001). O *S-ratio* indica que o principal contribuinte para o sinal magnético provém de minerais com baixa coercividade magnética (magnetite) e quando os valores são baixos, entre 0,60-0,70, indicam uma contribuição de minerais com uma coercividade mais elevada, como são os casos da hematite e da goethite. Se estiverem presentes apenas minerais com uma coercividade baixa, a *S-ratio* deve ser igual a 1, isto pelo facto desses minerais atingirem a saturação a campos de 300 mT. O cálculo desta razão é baseado na fórmula  $MRI_{0.3T}/MRI_{1T}$ .



Desmagnetização das amostras



Medição do momento magnético



Indução do pulso magnético

Figura III.10. **A.** Desmagnetizador-*Molspin*; **B.** Magnetómetro- *Molspin*; **C.** Magnetizador- *ASC Scientific*.

## IV. Resultados

Apresentam-se neste capítulo os resultados obtidos das análises de suscetibilidade magnética e aquisição das curvas de magnetização remanescente isotérmica. A descrição dos resultados, em função dos objetivos inicialmente definidos, é subdividida nos tópicos seguintes:

1. Suscetibilidade Magnética (SM)
  - 1.1. SM das rochas sedimentares do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica;
  - 1.2. SM do membro Margas e Calcários com Níveis Betuminosos da Formação de Vale das Fontes;
  - 1.3. SM dos dois intervalos de *black shale* do membro MCNB da Formação de Vale das Fontes.
2. Curvas de Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI) dos intervalos de *black shale*, do membro MCNB.

## IV.1 Suscetibilidade Magnética

### IV.1.1 Suscetibilidade Magnética das rochas sedimentares do Jurássico Inferior

Nas tabelas IV.1 a IV.9 são apresentados os resultados de suscetibilidade magnética (SM) e as litologias analisadas correspondentes às diferentes formações do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica: formações de Pereiros, Dagorda, Coimbra, Água de Madeiros, Vale das Fontes, Lemedo, São Gião, Póvoa da Lomba e Cabo Carvoeiro (ver figuras II.2 e II.3).

A Formação de Pereiros foi amostrada em Lamas e Castelo Viegas e é materializada por lutitos, arenitos e dolomitos (tabela IV.1). Os valores de SM vão desde  $2,07$  a  $15,82 \times 10^{-8}$  ( $\text{m}^3/\text{kg}$ ). Os valores mais elevados estão concentrados nos lutitos do perfil de Lamas, ou seja, na fração detrítica mais fina, enquanto que as litologias arenosas e dolomíticas apresentam os valores mais baixos.

A amostragem da Formação de Dagorda foi realizada em Monte Real. É constituída essencialmente por lutitos e um nível de margas e outro de calcário (tabela IV.2). O valor mínimo de SM é apresentado na camada calcária, de  $3,06 \times 10^{-8}$  ( $\text{m}^3/\text{kg}$ ), e o máximo nos lutitos, atingindo o valor de  $10,57 \times 10^{-8}$  ( $\text{m}^3/\text{kg}$ ).

Tabela IV.1. Litologia e valores de SM da Formação de Pereiros, com respetivos locais de amostragem.

Amostras	Litologia	SM ( $10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ )	Formação/Membro	Local
L33	L	10,47	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L32	L	13,42	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L31	L	10,01	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L30	L	11,95	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L24	D	3,08	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L23	D	2,07	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L22	A	5,17	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L21	L	8,82	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L19	L	8,59	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L18	L	3,68	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L17	L	4,20	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L16	D	2,50	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L14	L	9,54	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L13	L	10,63	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L12.2	L	7,75	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L12.1	L	10,44	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L11.2.3	L	15,82	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L11.1	L	12,84	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L10	L	11,58	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L7	L	10,62	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L6	L	9,58	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L5	L	6,05	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L2,3,4	L	4,02	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
L1	L	4,95	Fm. de Pereiros/C2	Lamas
GS-45	A	8,50	Fm. de Pereiros/C2	Castelo Viegas
GS-43.1	A	2,84	Fm. de Pereiros/C1	Castelo Viegas
GS-41.3	D	5,06	Fm. de Pereiros/B4	Castelo Viegas
GS-41.2	D	4,63	Fm. de Pereiros/B3	Castelo Viegas
GS-41.1	D	7,20	Fm. de Pereiros/B2	Castelo Viegas

L- Lutito A- Arenito D- Dolomito SM- Suscetibilidade Magnética

Tabela IV.2. Litologia e valores de SM da Formação de Dagorda, com respetivos locais de amostragem.

Amostra	Litologia	SM ( $10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ )	Formação/Membro	Local
MR6	L	8,10	Fm. Dagorda/Dolomítico	Monte Real
MR5	C	3,06	Fm. Dagorda/Dolomítico	Monte Real
MR4	M	6,87	Fm. Dagorda/Dolomítico	Monte Real
MR3	L	10,28	Fm. Dagorda/Dolomítico	Monte Real
MR2	L	10,57	Fm. Dagorda/Dolomítico	Monte Real
MR1	L	9,98	Fm. Dagorda/Dolomítico	Monte Real

L- Lutito C- Calcário M- Marga SM- Suscetibilidade Magnética

Os dados da Formação de Coimbra encontram-se na tabela IV.3. Os locais de amostragem são referentes a vários setores da bacia, que incluem Montemor-o-Velho, Cabanas (Figueira da Foz), São Pedro de Moel, Lamas, Monte Real, Vila Seca e Penela. Os valores de SM variam entre os 0,3 e os  $14,42 \times 10^{-8} \text{ (m}^3/\text{kg)}$ . Os valores mínimos estão presentes nos níveis mais calcários, enquanto que o valor máximo é referente a uma marga, apesar de que, nesta unidade, os níveis margosos apresentarem valores de SM baixos, cerca de  $2,6 \times 10^{-8} \text{ (m}^3/\text{kg)}$ .



Tabela IV.3. Litologia e valores de SM da Formação de Coimbra, com respetivos locais de amostragem.

Amostra	Litologia	SM ( $10^{-8}$ m <sup>3</sup> /kg)	Formação/Membro	Local
PN68	CM	1,18	Camadas de S. Miguel	Penela
PN48	CM	1,59	Camadas de S. Miguel	Penela
PN47	MC	3,54	Camadas de S. Miguel	Penela
PN46	C	2,48	Camadas de S. Miguel	Penela
PN38	MC	1,60	Fm. de Coimbra	Penela
PN15.2	M	14,42	Fm. de Coimbra	Penela
PN15	CD	1,16	Fm. de Coimbra	Penela
PN14	CD	1,50	Fm. de Coimbra	Penela
PN3	CD	1,79	Fm. de Coimbra	Penela
FCVS62	CD	0,72	Fm. Coimbra	Vila Seca
PVF-t-0011	M	2,04	Fm. de Coimbra/UG	São Pedro Moel
FCVS19	CD	1,42	Fm. Coimbra	Vila Seca
PVF-t-004	C	1,17	Fm. de Coimbra/UG	São Pedro Moel
MOTA-C26	BS	4,84	Fm. de Coimbra	Montemor-o-Velho
F-1103	MC	1,51	Fm. de Coimbra/UG	São Pedro Moel
FCVS8	CD	1,12	Fm. Coimbra	Vila Seca
FCVS7	CD	0,77	Fm. Coimbra	Vila Seca
F-1096.T	MC	2,16	Fm. de Coimbra/UF	São Pedro Moel
F-1097(-0.72)	MC	2,87	Fm. de Coimbra/UF	São Pedro Moel
FCC109	M	5,82	Fm. de Coimbra	Cabanas
FCC108	C	0,74	Fm. de Coimbra	Cabanas
F-1078(+0.25)	M	2,83	Fm. de Coimbra/UF	São Pedro Moel
F-1078	C	0,82	Fm. de Coimbra/UF	São Pedro Moel
F-1077	M	3,10	Fm. de Coimbra/UF	São Pedro Moel
F-1069	MC	1,50	Fm. de Coimbra/UF	São Pedro Moel
F-1067	M	3,44	Fm. de Coimbra/UF	São Pedro Moel
PVF-1027	BS	4,89	Fm. de Coimbra/UE	São Pedro Moel
PVF-1007.B e int	M	2,50	Fm. de Coimbra/UE	São Pedro Moel
PVF-1006	C	0,50	Fm. de Coimbra/UE	São Pedro Moel
L34	D	2,47	Fm. de Coimbra	Lamas
MOTA-C8	BS	4,79	Fm. de Coimbra	Montemor-o-Velho
PVF-50B	M	2,14	Fm. de Coimbra/UD	São Pedro Moel
MOTA-B16B	M	1,48	Fm. de Coimbra	Montemor-o-Velho
PVF-48.2	M	2,11	Fm. de Coimbra/UD	São Pedro Moel
PVF-48.1	M	2,58	Fm. de Coimbra/UD	São Pedro Moel
FCC38	C	0,30	Fm. de Coimbra	Cabanas
MOTA-B5	M	2,30	Fm. de Coimbra	Montemor-o-Velho
MOTA-A35	BS	6,30	Fm. de Coimbra	Montemor-o-Velho
MOTA-A31	M	0,89	Fm. de Coimbra	Montemor-o-Velho
MOTA-A16	BS	1,86	Fm. de Coimbra	Montemor-o-Velho
MR8(+5)	CD	4,38	Fm. de Coimbra	Monte Real
PVF-14T	BS	4,67	Fm. de Coimbra/UA	São Pedro Moel
PVF-14B	BS	5,44	Fm. de Coimbra/UA	São Pedro Moel
PVF-12(int)	C	1,01	Fm. de Coimbra/UA	São Pedro Moel
MR7B	D	5,27	Fm. de Coimbra	Monte Real
PVF-11B(base)	C	0,69	Fm. de Coimbra/UA	São Pedro Moel
PVF-9	CD	2,80	Fm. de Coimbra/UA	São Pedro Moel
PVF-1,2,3	CD	1,16	Fm. de Coimbra/UA	São Pedro Moel
FCC18	M	5,03	Fm. de Coimbra	Cabanas
MOTA-A(-1)	C	0,66	Fm. de Coimbra	Montemor-o-Velho
MOTA-A(-2)	BS	2,53	Fm. de Coimbra	Montemor-o-Velho
FCC1	C	0,41	Fm. de Coimbra	Cabanas

C- Calcário M- Marga D- Dolomito CD- Calcário dolomítico MC- Marga calcária CM- Calcário margoso BS- *Black Shale* SM- Suscetibilidade Magnética

Os dados da Formação de Água de Madeiros encontram-se na tabela IV.4. Nesta formação os locais onde se realizou a amostragem foram São Pedro de Moel, Peniche e Serra da Boa Viagem. As litologias aqui analisadas correspondem a calcários (com diversas variantes como o calcário margoso), margas e *black shales*. O valor mínimo de SM é de -0,09 e o máximo de  $6,05 \times 10^{-8}$  (m<sup>3</sup>/kg). Os valores, no geral, são baixos

independentemente da litologia margosa. O valor de suscetibilidade magnética negativa corresponde a um calcário cujo comportamento é diamagnético.

Tabela IV.4. Litologia e valores de SM da Formação de Água de Madeiros, com respetivos locais de amostragem.

Amostra	Litologia	SM ( $10^{-8}$ m <sup>3</sup> /kg)	Formação/Membro	Local
AMPPL99	C	0,22	Fm. Água de Madeiros/PPL	São Pedro de Moel
AMPPL98T	M	6,05	Fm. Água de Madeiros/PPL	São Pedro de Moel
AMPPL63	C	-0,09	Fm. Água de Madeiros/PPL	São Pedro de Moel
GP-56	BS	2,43	Fm. Água de Madeiros/Polvoeira	São Pedro de Moel
GP-26.T	BS	3,58	Fm. Água de Madeiros/Polvoeira	São Pedro de Moel
GP0(-0.10)	BS	3,40	Fm. Água de Madeiros/Polvoeira	São Pedro de Moel
QUAM-152.T	M	3,07	Fm. Água de Madeiros/Polvoeira	Serra da Boa Viagem
P.PE02	M	2,80	Fm. Água de Madeiros/Polvoeira	Peniche
P.PE01	CM	2,18	Fm. Água de Madeiros/Polvoeira	Peniche

C- Calcário M- Marga CM- Calcário margoso BS- *Black Shale* SM- Suscetibilidade Magnética PPL- Praia Pedra Lisa

Na Formação de Vale das Fontes, as amostras foram recolhidas maioritariamente na região de São Pedro de Moel, Peniche e Rabaçal (tabela IV.5). Os valores de SM vão desde 0,71 e  $8,25 \times 10^{-8}$  (m<sup>3</sup>/kg). Os valores mais baixos correspondem às fácies mais calcárias e os valores mais altos são observados em litologias tendencialmente margosas, ou seja, com uma componente detrítica fina mais abundante.

Tabela IV.5. Litologia e valores de SM da Formação de Vale das Fontes, com respetivos locais de amostragem.

Amostra	Litologia	SM ( $10^{-8}$ m <sup>3</sup> /kg)	Formação/Membro	Local
PPO590	BS	3,41	Fm. Vale das Fontes/MCNB	São Pedro de Moel
P0-15.M	M	7,44	Fm. Vale das Fontes/MCNB	São Pedro de Moel
P0-5.M	M	7,28	Fm. Vale das Fontes/MCNB	São Pedro de Moel
POBS2	BS	4,53	Fm. Vale das Fontes/MCNB	São Pedro de Moel
POBS1	BS	5,85	Fm. Vale das Fontes/MCNB	São Pedro de Moel
POBS1(-1.80)	M	6,25	Fm. Vale das Fontes/MCNB	São Pedro de Moel
POBS1(-1.85)	CM	7,75	Fm. Vale das Fontes/MCNB	São Pedro de Moel
P0-ES-02	BS	4,50	Fm. Vale das Fontes/MCNB	São Pedro de Moel
AMS-308.TT	BS	5,64	Fm. Vale das Fontes/MCNB	São Pedro de Moel
AMS-BS-TOPO	BS	6,09	Fm. Vale das Fontes/MCG	São Pedro de Moel
AMS-89	C	4,74	Fm. Vale das Fontes/MCG	São Pedro de Moel
AMS-88T	M	7,62	Fm. Vale das Fontes/MCG	São Pedro de Moel
AMS-88M	C	4,57	Fm. Vale das Fontes/MCG	São Pedro de Moel
AMS-88-B	M	5,80	Fm. Vale das Fontes/MCG	São Pedro de Moel
AMS-87	C	4,96	Fm. Vale das Fontes/MCG	São Pedro de Moel
AMS-86-T	MC	8,25	Fm. Vale das Fontes/MCG	São Pedro de Moel
AMS-86-M	M	7,39	Fm. Vale das Fontes/MCG	São Pedro de Moel
AMS-86-BB	BS	7,81	Fm. Vale das Fontes/MCG	São Pedro de Moel
AMVF60	BS	4,71	Fm. Vale das Fontes/MCUP	São Pedro de Moel
AMVF21	C	2,43	Fm. Vale das Fontes/MCUP	São Pedro de Moel
AMVF20.3	M	4,68	Fm. Vale das Fontes/MCUP	São Pedro de Moel
AMVF20.1,2	M	5,17	Fm. Vale das Fontes/MCUP	São Pedro de Moel
AMVF2	C	1,93	Fm. Vale das Fontes/MCUP	São Pedro de Moel
AMVF-1	M	5,01	Fm. Vale das Fontes/MCUP	São Pedro de Moel
AMVF.T	M	3,04	Fm. Vale das Fontes/MCUP	São Pedro de Moel
AMVF-I	C	0,77	Fm. Vale das Fontes/MCUP	São Pedro de Moel
AMVF-G	M	4,52	Fm. Vale das Fontes/MCUP	São Pedro de Moel

Continuação na próxima página

Amostra	Litologia	SM (10 <sup>-8</sup> m <sup>3</sup> /kg)	Formação/Membro	Local
CVF-(-2)	BS	6,38	Fm. Vales das Fontes/MCNB	Cabanas
CVF-(-7)	BS	6,03	Fm. Vales das Fontes/MCNB	Cabanas
CVF-(-9)	CM	3,61	Fm. Vales das Fontes/MCNB	Cabanas
PE599.T	M	4,54	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Peniche
PE544	BS	5,47	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Peniche
PE542B	BS	4,97	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Peniche
PE526	C	3,99	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Peniche
PE525Topo	M	6,38	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Peniche
PE525int.	M	5,39	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Peniche
PE525B	M	7,96	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Peniche
PE521	BS	6,86	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Peniche
PE317	BS	6,66	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Peniche
PE314	C	2,23	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Peniche
PE308	M	7,17	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Peniche
PE304	C	4,00	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Peniche
PE303.T	M	7,15	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Peniche
PE303.B	M	6,78	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Peniche
PE296	C	3,00	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Peniche
PE295.B	M	7,96	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Peniche
PE270	CM	4,16	Fm. Vale das Fontes/MCG	Peniche
PE257	BS	4,95	Fm. Vale das Fontes/MCG	Peniche
PE245.T	CM	5,24	Fm. Vale das Fontes/MCG	Peniche
PE295.T	M	5,97	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Peniche
PE245	M	5,61	Fm. Vale das Fontes/MCG	Peniche
PE238	CM	3,52	Fm. Vale das Fontes/MCG	Peniche
PE237	M	6,89	Fm. Vale das Fontes/MCG	Peniche
PE233	M	6,18	Fm. Vale das Fontes/MCG	Peniche
PE204	C	2,25	Fm. Vale das Fontes/MCG	Peniche
PE203	M	4,54	Fm. Vale das Fontes/MCG	Peniche
PE199	M	2,94	Fm. Vale das Fontes/MCG	Peniche
PE198	C	1,82	Fm. Vale das Fontes/MCG	Peniche
PE109	C	2,07	Fm. Vale das Fontes/MCG	Peniche
PE108	M	3,96	Fm. Vale das Fontes/MCUP	Peniche
PE85	C	1,75	Fm. Vale das Fontes/MCUP	Peniche
PE84	M	3,66	Fm. Vale das Fontes/MCUP	Peniche
PE72	M	3,07	Fm. Vale das Fontes/MCUP	Peniche
PE71	CM	1,36	Fm. Vale das Fontes/MCUP	Peniche
PE22	M	2,41	Fm. Vale das Fontes/MCUP	Peniche
Sin500	C	0,71	Fm. Vale das Fontes/MCUP	Peniche
ZIP-40	C	2,56	Fm. Vale das Fontes/MCG	Qta. Da Oliv. Torta
ZIP-39	M	3,90	Fm. Vale das Fontes/MCG	Qta. Da Oliv. Torta
MP7	M	6,63	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Rabaçal
MP6	M	4,84	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Rabaçal
MP4	CM	3,65	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Rabaçal
PSMG-6	M	6,47	Fm. Vale das Fontes/MCNB	São Miguel
MP3	M	5,83	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Rabaçal
MP2	CM	3,95	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Rabaçal
MP1	M	5,88	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Rabaçal
AL1-g.1	M	4,84	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Alcabideque
MPE6	M	3,74	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Rabaçal
MPE5	M	5,11	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Rabaçal
MPE4	C	2,10	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Rabaçal
MPE3	M	6,05	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Rabaçal
MPE2	C	2,42	Fm. Vale das Fontes/MCNB	Rabaçal

C- Calcário M- Marga CM- Calcário margoso BS- *Black Shale* MC- Marga calcária SM- Suscetibilidade

Magnética

A Formação de Lemedé apresenta valores de suscetibilidade baixos entre 1,65 e 3,82 x 10<sup>-8</sup> (m<sup>3</sup>/kg). Os calcários concentram os valores mais baixos e as margas os mais altos (tabela IV.6).

Tabela IV.6. Litologia e valores de SM da Formação de Lemedede, com respectivos locais de amostragem.

Amostra	Litologia	SM ( $10^{-8}$ m <sup>3</sup> /kg)	Formação	Local
PT.PE04	M	3,71	Fm. Lemedede	Peniche
PE926	M	3,82	Fm. Lemedede	Peniche
PE924	C	1,92	Fm. Lemedede	Peniche
PE600	C	2,22	Fm. Lemedede	Peniche
PSMG-23	C	1,65	Fm. Lemedede	São Miguel
PSMG-22	M	3,27	Fm. Lemedede	São Miguel
MP19	C	2,56	Fm. Lemedede	Rabaçal

C- Calcário M- Marga SM- Suscetibilidade Magnética

A Formação de São Gião foi analisada em Cabanas, Rabaçal, Alcabideque e Brasfemes (tabela IV.7). Os valores de SM, comparativamente com a unidade anterior, são mais altos, com valores entre 2,22 a  $7,56 \times 10^{-8}$  (m<sup>3</sup>/kg). A diferença entre os valores de SM dos calcários e das margas é ligeira.

Tabela IV.7. Litologia e valores de SM da Formação de São Gião, com respectivos locais de amostragem.

Amostra	Litologia	SM ( $10^{-8}$ m <sup>3</sup> /kg)	Formação/Membro	Local
FSGC-04	M	6,54	Fm. São Gião/MCMHH	Cabanas
FSGC-03	M	6,27	Fm. São Gião/MCMHH	Cabanas
FSGC-02	M	5,91	Fm. São Gião/MCMHH	Cabanas
FSGC-01	M	5,40	Fm. São Gião/MCMHH	Cabanas
Z21	C	3,43	Fm. São Gião/MCMHH	Rabaçal
Z20+	M	3,82	Fm. São Gião/MCMHH	Rabaçal
Z19	C	2,22	Fm. São Gião/MCMHH	Rabaçal
MC-ALC-01.B	M	7,56	Fm. São Gião/Margas Chocolate/CNP	Alcabideque
FONTE-SG-5.T	M	4,00	Fm. São Gião/MCFL	Rabaçal
BRA-15int	M	4,60	Fm. São Gião/MMCB	Brasfemes
BRA-12	C	3,31	Fm. São Gião/MMCB	Brasfemes

C- Calcário M- Marga SM- Suscetibilidade Magnética MCMHH- Margas e calcários margosos com *Hildaites* e *Hildoceras* MCLF- Margo-calcários com fauna de *Leptaena* CNP- Calcários nodulosos em plaquetas MNCB- Margas e calcários margosos com bioconstruções de espongiários

Na Formação da Póvoa da Lomba, os locais de amostragem foram em Cantanhede e Brasfemes (tabela IV.8). Foram coletadas 2 amostras de calcários e 2 amostras de margas, onde os valores de suscetibilidade são habitualmente mais baixos nos calcários e mais altos nas margas. O valor mínimo é de  $1,88 \times 10^{-8}$  e o máximo de  $6,54 \times 10^{-8}$  (m<sup>3</sup>/kg). Esta unidade é comparável à Formação de Lemedede, em termos litológicos, o que se ilustra pela semelhança dos valores de SM. Apenas uma amostra, mostra o valor mais elevado de SM ( $6,54 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg) o que indica uma contribuição detrítica provavelmente mais importante.

Tabela IV.8. Litologia e valores de SM da Formação de Póvoa da Lomba, com respetivos locais de amostragem.

Amostra	Litologia	SM ( $10^{-8}$ m <sup>3</sup> /kg)	Formação	Local
BRA-64	M	3,68	Fm. Póvoa da Lomba	Brasfemes
BRA-59	C	1,88	Fm. Póvoa da Lomba	Brasfemes
CPL-29	C	2,60	Fm. Póvoa da Lomba	Cantanhede
CPL-28	M	6,54	Fm. Póvoa da Lomba	Cantanhede

C- Calcário M- Marga SM- Suscetibilidade Magnética

Por último é apresentada a Formação de Cabo Carvoeiro. Nesta foram recolhidas amostras dos seus cinco membros (figura II.5; tabela IV.9). O valor mínimo de SM é de  $0,29 \times 10^{-8}$  (m<sup>3</sup>/kg) observado num calcário, com o valor máximo corresponde a uma marga, atingindo-se uma SM de  $8,23 \times 10^{-8}$  (m<sup>3</sup>/kg).

Tabela IV.9. Litologia e valores de SM da Formação de Cabo Carvoeiro, com respetivos locais de amostragem.

Amostra	Litologia	SM ( $10^{-8}$ m <sup>3</sup> /kg)	Formação/Membro	Local
FUR1	C	1,46	Fm. Cabo Carvoeiro/CC5	Peniche
Re1	C	0,29	Fm. Cabo Carvoeiro/CC5	Peniche
5CC1	M	6,72	Fm. Cabo Carvoeiro/CC5	Peniche
4CC2	C	2,77	Fm. Cabo Carvoeiro/CC5	Peniche
4CC1	M	5,75	Fm. Cabo Carvoeiro/CC4	Peniche
P200+6.8	M	8,23	Fm. Cabo Carvoeiro/CC3	Peniche
P16+3	M	5,94	Fm. Cabo Carvoeiro/CC3	Peniche
P16+2	M	6,07	Fm. Cabo Carvoeiro/CC2	Peniche
P16+1	M	5,22	Fm. Cabo Carvoeiro/CC1	Peniche

C- Calcário M- Marga SM- Suscetibilidade Magnética CC- Cabo Carvoeiro

Em conclusão, no conjunto de amostras estudadas, parece haver uma relação direta entre os valores de suscetibilidade magnética e a litologia. Os calcários mostram valores mais baixos enquanto que as margas, cuja componente detrítica é maior, mostram os valores mais elevados.

## IV.1.2 Suscetibilidade Magnética do membro MCNB da Formação de Vale das Fontes

Na tabela IV.10 apresentam-se os valores de SM da amostragem de alta resolução realizada na parte média a superior do membro MCNB da Formação de Vale das Fontes em Peniche (para detalhes estratigráficos, ver Silva *et al.*, 2011, 2015). Tal como foi referido anteriormente, a sucessão é materializada por calcários micríticos, calcários margosos, calcários muitos margosos, margas muito calcárias, margas calcárias, margas negras e *black shales*, com domínio das litologias margosas.

Tal como o evidenciado anteriormente na tabela IV.5 para a generalidade da Formação de Vale das Fontes, os valores de SM são relativamente baixos, com um valor mínimo de  $1,05 \times 10^{-8}$  ( $m^3/kg$ ), relativo a um calcário micrítico, e o máximo é de  $7,84 \times 10^{-8}$  ( $m^3/kg$ ), referente a uma marga ferruginosa. Os valores de suscetibilidade mais baixos estão concentrados nas fácies mais calcárias e os valores mais altos observam-se nas fácies margosas. Apesar destes baixos valores, e tal como está representado na figura IV.1, a curva de SM no perfil estudado do membro MCNB mostra um padrão bastante variável, algo que será tema de discussão no capítulo V.

Tabela IV.10. Valores de espessura acumulada, litologia, suscetibilidade magnética (SM) e referências pontuais da sucessão estudada do membro MCNB e base da Formação de Lemedo.

Amostra	d(cm)	Litologia	SM ( $10^{-8} m^3/kg$ )	Observações
PA 157	2272	C	1,34	(micrítico); Fm. de Lemedo
PA 156	2256	CM	2,52	Fm. de Lemedo
PA 155	2246	MMC	4,06	Fm. de Lemedo
PA 154	2231	C	1,05	(micrítico); Início Fm. de Lemedo
PA 153	2216	MC	4,01	(acastanhada); final do mb. MCNB
PA 152	2200	MMC	3,51	Mb. MCNB
PA 151	2185	MC	3,06	Mb. MCNB
PA 150	2169	MMC	3,33	Mb. MCNB
PA 149	2151	MC	4,13	Mb. MCNB
PA 148	2133	MC	4,69	Mb. MCNB
PA 147	2108	MC	4,86	Mb. MCNB
PA 146	2087	MC	5,17	Mb. MCNB
PA 145	2074	MC	5,40	Mb. MCNB
PA 144	2049	MMC	3,56	Mb. MCNB
PA 143	2036	MC	5,07	Mb. MCNB
PA 142	2018	M	4,79	Mb. MCNB
PA 141	2006	MC	5,49	Mb. MCNB
PA 140	1994	MC	4,59	Mb. MCNB
PA 139	1976	MC	5,89	Mb. MCNB
PA 138	1952	MC	4,26	Mb. MCNB
PA 137	1932	M	6,77	Mb. MCNB
PA 136	1915	MC	5,28	Mb. MCNB
PA 135	1896	MC	4,90	Mb. MCNB
PA 134	1877	MMC	4,44	Mb. MCNB
PA 133	1864	M	5,20	Mb. MCNB
PA 132	1841	MC	3,65	Mb. MCNB
PA 131	1820	MC	4,04	Mb. MCNB
PA 130	1804	BS	5,42	Mb. MCNB
PA 129	1791	M	5,77	Mb. MCNB
PA 128	1781	M	4,77	Mb. MCNB
PA 127	1758	M	4,89	Mb. MCNB
PA 126	1740	BS?	4,39	Mb. MCNB
PA 125	1724	MN	5,38	(negra); Mb. MCNB
PA 124	1715	MC	3,64	Mb. MCNB
PA 123	1698	MN	6,01	(negra); Mb. MCNB
PA 122	1685	M	6,24	Mb. MCNB
PA 121	1673	MC	4,85	Mb. MCNB
PA 120	1663	BS	4,76	(BS+rico em m.o); Mb. MCNB
PA 119	1644	M	6,09	Mb. MCNB
PA 118	1622	BS	3,92	Mb. MCNB
PA 117	1609	M	6,19	Mb. MCNB
PA 116	1586	MC	5,26	Mb. MCNB
PA 115	1566	MC	4,25	Mb. MCNB
PA 114	1550	MC	6,41	Mb. MCNB
PA 113	1537	MC	5,12	Mb. MCNB
PA 112	1519	M	5,95	Mb. MCNB
PA 111	1506	M	5,76	Mb. MCNB
PA 110	1486	MC	6,08	Mb. MCNB
PA 109	1473	MC	4,77	Mb. MCNB

Continuação na próxima página

Amostra	d(cm)	Litologia	SM (10 <sup>-8</sup> m <sup>3</sup> /kg)	Observações
PA 108	1459	MN	5,50	(negra); Mb. MCNB
PA 107	1452	M	4,65	Mb. MCNB
PA 106	1433	MC	3,83	Mb. MCNB
PA 105	1409	CMM	3,56	Mb. MCNB
PA 104	1387	M	4,64	Mb. MCNB
PA 103	1374	MC	4,13	Mb. MCNB
PA 102	1358	M	4,80	(topo ferruginoso); Mb. MCNB
PA 101	1340	C	2,58	Mb. MCNB
PA 100	1335	M	5,34	Mb. MCNB
PA 99	1330	M	5,51	Mb. MCNB
PA 98	1316	M	5,17	Mb. MCNB
PA 97	1306	MC	4,46	Mb. MCNB
PA 96	1294	MC	5,36	Mb. MCNB
PA 95	1282	MC	4,26	Mb. MCNB
PA 94	1265	CMM	2,60	Mb. MCNB
PA 93	1241	MC	3,91	Mb. MCNB
PA 92	1229	BS	3,92	Mb. MCNB
PA 67	1223	M	4,30	Mb. MCNB
PA 66	1199	CM	2,34	Mb. MCNB
PA 65	1187	MC	4,12	Mb. MCNB
PA 64	1176	M	3,95	Mb. MCNB
PA 63	1151	MC	4,11	Mb. MCNB
PA 62	1129	M	4,25	Mb. MCNB
PA 61	1106	MC	4,56	Mb. MCNB
PA 60	1091	MC	5,24	Mb. MCNB
PA 59	1071	CM	2,24	Mb. MCNB
PA 58	1059	M	6,23	Mb. MCNB
PA 57	1035	MC	4,59	Mb. MCNB
PA 56	1024	M	5,17	Mb. MCNB
PA 55	1007	MC	4,91	Mb. MCNB
PA 54	989	MC	5,32	Mb. MCNB
PA 53	969	M	6,23	(mais castanha); Mb. MCNB
PA 52	960	MMC	4,65	Mb. MCNB
PA 51	946	M	6,59	Mb. MCNB
PA 50	927	M	5,44	Mb. MCNB
PA 49	907	M	6,15	Mb. MCNB
PA 48	889	M	4,76	Mb. MCNB
PA 47	878	MMC	4,40	Mb. MCNB
PA 46	868	CM	3,75	Mb. MCNB
PA 45	848	M	4,90	Mb. MCNB
PA 44	825	CMM	3,72	Mb. MCNB
PA 43	801	M	6,88	Mb. MCNB
PA 42	789	BS	5,18	Mb. MCNB
PA 41	779	M	7,25	Mb. MCNB
PA 40	762	CMM	3,89	Mb. MCNB
PA 39	756	BS	3,95	Mb. MCNB
PA 38	752	M	6,54	Mb. MCNB
PA 37	728	MN	4,35	Mb. MCNB
PA 36	718	CM	2,94	Mb. MCNB
PA 35	703	MC	5,28	Mb. MCNB
PA 34	678	M	6,95	Mb. MCNB
PA 33	661	M	6,41	(escura); Mb. MCNB
PA 32	644	MC	7,52	Mb. MCNB
PA 31	624	M	3,13	(castanha); Mb. MCNB
PA 30	610	M	6,86	Mb. MCNB
PA 29	581	MC	5,87	Mb. MCNB
PA 28	562	CM	3,62	Mb. MCNB
PA 27	548	M	5,03	Mb. MCNB
PA 26	530	M	4,67	Mb. MCNB
PA 25	510	M	4,56	Mb. MCNB
PA 24	494	MC	4,57	Mb. MCNB
PA 23	476	M	5,69	Mb. MCNB
PA 22	444	M	5,71	Mb. MCNB
PA 21	424	CM	3,69	Mb. MCNB
PA 20	412	M	6,91	Mb. MCNB
PA 19	384	MC	4,72	Mb. MCNB
PA 18	354	CM	3,13	Mb. MCNB
PA 17	338	M	5,87	Mb. MCNB
PA 16	310	M	3,12	Mb. MCNB
PA 14	286	M	6,28	Mb. MCNB
PA 13	269	M	6,96	Mb. MCNB
PA 12	245	M	7,29	Mb. MCNB
PA 11	228	MN	5,29	Mb. MCNB
PA 10,5	213	BS	5,69	Mb. MCNB

Continuação na próxima página

Amostra	d(cm)	Litologia	SM ( $10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ )	Observações
PA 10	206	MF	7,84	(ferruginosa); Mb. MCNB
PA 9	186	MN	5,01	(negra); Mb. MCNB
PA 8	164	M	5,02	Mb. MCNB
PA 7	138	MC	7,10	Mb. MCNB
PA 6	112	M	5,43	Mb. MCNB
PA 5	83	M	7,62	Mb. MCNB
PA 4	60	M	5,12	Mb. MCNB
PA 3	45	M	6,57	Mb. MCNB
PA 2	20	M	5,57	Mb. MCNB
PA 1	0	M	5,34	Mb. MCNB

C- Calcário M- Marga MC- Marga calcária CM- Calcário margoso BS- *Black Shale* MMC- Marga muito calcária CMM- Calcário muito margoso MN- Marga negra SM- Suscetibilidade Magnética d(cm)- espessura Mb.- membro Fm.- formação

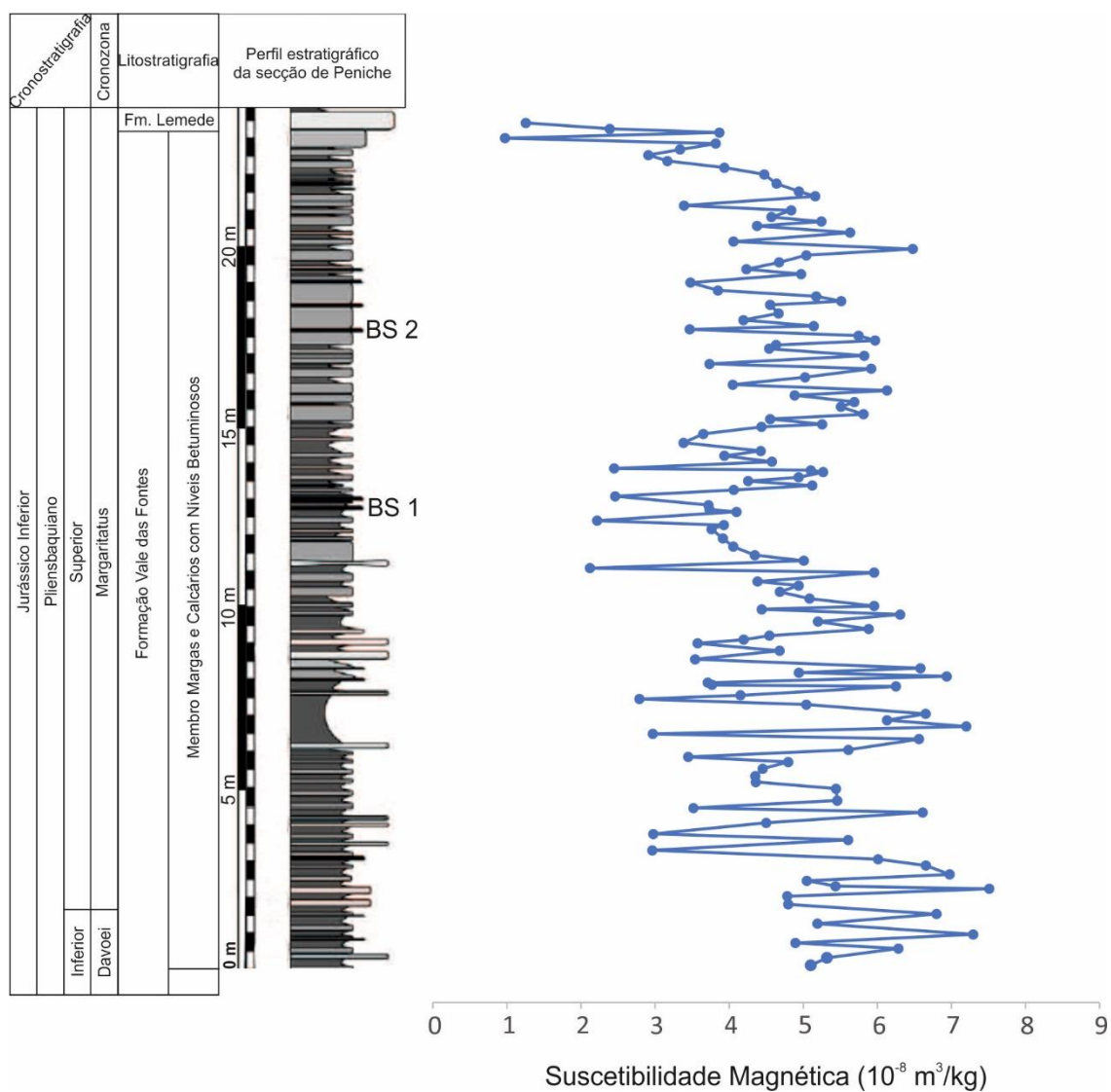


Figura IV.1. Perfil litostratigráfico do membro MCNB da Formação de Vale das Fontes e respetiva variação da SM (log adaptado de Silva *et al.*, 2015). Posicionamento estratigráfico dos níveis BS 1 e BS 2 (ver subcapítulo IV.1.3).



### IV.1.3 Suscetibilidade Magnética dos intervalos de *black shale* do membro MCNB da Formação de Vale das Fontes

Neste subcapítulo são apresentados os resultados de alta resolução estratigráfica de dois intervalos que incluem níveis de *black shale* recolhidos no membro MCNB da Formação de Vale das Fontes em Peniche (tabelas IV.11 e IV.12), unidade anteriormente analisada no subcapítulo anterior (IV.1.2).

O primeiro intervalo compreende uma espessura de 42 cm (amostras PA 68 a PA 91; tabela IV.11 e figura IV.2) e inclui um nível de *black shale* com aproximadamente 3 cm (BS 1, ver posicionamento estratigráfico na figura IV.1). O segundo intervalo tem uma espessura de 56 cm (amostras PA 200 a PA 2012E; tabela IV.12 e figura IV.3) e inclui um nível de *black shale* com aproximadamente 5 cm (BS 2; ver posicionamento estratigráfico na figura IV.1).

No primeiro intervalo de BS 1 os valores de SM variam entre o mínimo de  $2,81 \times 10^{-8}$  e o máximo de  $6,40 \times 10^{-8}$  ( $m^3/kg$ ). Nesta sucessão destacam-se os valores mais baixos em torno das 3 amostras analisadas do BS 1 (PA 79 a PA 81), mostrando uma variação entre  $2$  a  $4 \times 10^{-8}$  ( $m^3/kg$ ); os sedimentos abaixo e acima deste nível compreendem os valores de SM mais altos (tabela IV.11).

No segundo intervalo de BS 2, os valores de SM são um pouco superiores em comparação com o caso anterior. O valor mínimo é de 3,78 e o máximo de  $15,72 \times 10^{-8}$  ( $m^3/kg$ ). As amostras que compreendem o nível BS 2 (PA 209A a PA 209F) apresentam valores de SM entre  $7$  a  $12 \times 10^{-8}$  ( $m^3/kg$ ) e as amostras abaixo e acima do nível do BS 2, têm uma SM bastante variável entre os valores extremos observados (tabela IV.12; figura IV.3).

Tabela IV.11. Valores da espessura acumulada (d) e Suscetibilidade Magnética em unidade de massa (SM) do primeiro intervalo de BS 1.

Amostra	d(cm)	SM ( $10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ )
PA 91	42	4,33
PA 90	37	5,73
PA 89	33	6,04
PA 88	32	6,01
PA 87	31	6,15
PA 86	30	5,47
PA 85	28	4,82
PA 84	27	4,56
PA 83	26	3,44
PA 82	25	3,70
PA 81	24	2,81
PA 80	23	3,50
PA 79	22	4,19
PA 78	21	5,37
PA 77	20	5,20
PA 76	19	5,32
PA 75	16	5,34
PA 74	14	5,44
PA 73	12	6,28
PA 72	10	6,19
PA 71	8	6,23
PA 70	7	6,40
PA 69	4	5,69
PA 68	0	5,07

SM- Suscetibilidade Magnética d(cm)- espessura

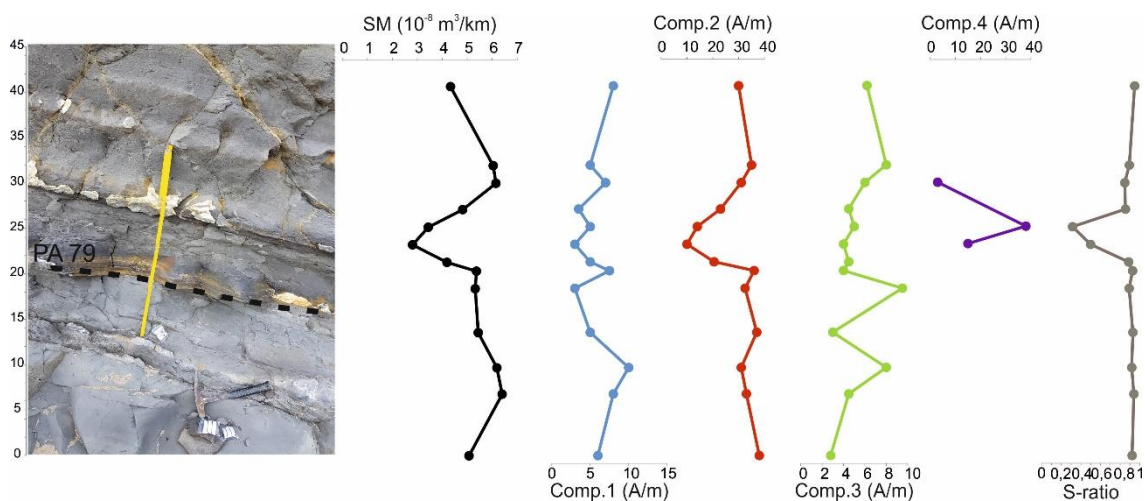


Figura IV.2. Curvas de SM, de MRIS das 4 componentes individuais (Comp. 1,2,3 e 4- magnetite detritica, magnetite detritica e/ou biogénica, hematite e goethite, respetivamente), S-ratio (representa a contribuição dos minerais de alta e baixa coercividade) do primeiro intervalo de BS 1.

Tabela IV.12. Valores da espessura acumulada (d) e Suscetibilidade Magnética em unidade de massa (SM) do segundo intervalo de BS 2.

Amostra	d(cm)	SM ( $10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ )
PA 212E	56	12,77
PA 212D	54	13,90
PA 212C	51	13,15
PA 212B	47,5	14,37
PA 212A	46	15,02
PA 211T	43,5	15,63
PA 211B	39	14,08
PA 210T	36	11,69
PA 210B	33	12,62
PA 209F	30	12,11
PA 209E	28	11,38
PA 209D	27	8,00
PA 209C	26	7,30
PA 209B	25,5	10,47
PA 209 A	25	10,44
PA 208T	24,5	10,01
PA 208M	24	10,96
PA 208B	22	10,58
PA 207	21	9,73
PA 206T	18	11,14
PA 206M	15,5	15,04
PA 206B	13	12,77
PA 205	10,5	13,50
PA 204	8	6,43
PA 203	6,5	3,78
PA 202	5	9,30
PA 201	2,5	8,50
PA 200	0	6,63

SM- Suscetibilidade Magnética d(cm)- espessura

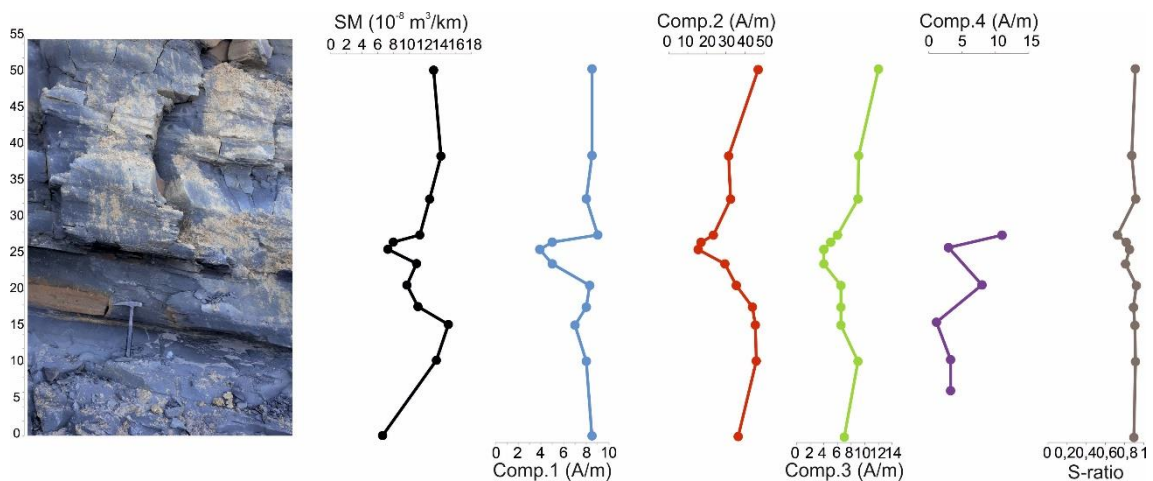


Figura IV.3. Curvas de SM, de MRIS das 4 componentes individuais (Comp. 1,2,3 e 4- magnetite detritica, magnetite detritica e/ou biogénica, hematite e goethite, respetivamente), S-ratio (representa a contribuição dos minerais de alta e baixa coercividade) do segundo intervalo de BS 2.

## IV.2 Curvas de Magnetização Remanescente Isotérmica

De modo a perceber se a diminuição da Suscetibilidade Magnética observada nos níveis de *black shale* resulta de uma composição mineralógica diferente (componente detrítica paramagnética *versus* componente carbonatada diamagnética), ou de uma mudança na concentração ou natureza dos óxidos de ferro (ferromagnéticos), realizou-se um estudo baseado na aquisição de curvas de Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI). Isto é, enquanto que o sinal de SM resulta da proporção relativa dos materiais dia-, para-, e ferromagnéticos, as curvas de MRI somente ilustram a contribuição dos minerais ferromagnéticos.

As curvas de MRI foram adquiridas em 13 amostras para o primeiro intervalo e 12 amostras para o segundo intervalo estudados em detalhe. Das 52 amostras, apenas foi analisado este conjunto, visto que, o objetivo final é interpretar a contribuição das partículas ferromagnéticas nos níveis de *black shale*, daí não ser necessária a aquisição das curvas de MRI nos intervalos completos. As curvas MRI foram posteriormente analisadas usando o método de Kruiver *et al.* (2001), onde os resultados se encontram nas figuras IV.2 e IV.3 e tabelas IV.13 e IV.14. De modo a confirmar os ajustes obtidos pelo modelo de Kruiver, usou-se o software MaxUnMix desenvolvido por Maxbauer *et al.* (2016), cujos exemplos estão ilustrados na figura IV.4 e tabela IV.15.

Na maioria das amostras foram identificadas 3 componentes magnéticas. Só em 3 amostras se identificaram 4 componentes. A componente 1 tem uma coercividade ( $B_{1/2}$ ) baixa de 15,8-22,4 mT e um parâmetro de dispersão (PD) de 0,25-0,35 mT, o que é característico da magnetite detrítica (Egli, 2003). A componente 2 apresenta uma coercividade de 49 a 63,1 mT e um parâmetro de dispersão de 0,21-0,27 mT, o que indica a presença de uma população de magnetite de origem detrítica e/ou biogénica (Egli, 2004). Os valores de coercividade na componente 3 variam de 141,3 a 407,4 mT e um PD de 0,25 a 0,6 mT, típico da hematite detrítica. Nas 3 amostras (PA 81, PA 83 e PA 87) onde se identificou uma 4ª componente, os valores de  $B_{1/2}$  superiores a 1000 mT, indicam a presença de goethite (Kruiver *et al.*, 2003). Os valores de *S-ratio*, que representam a contribuição relativa das partículas ferromagnéticas de alta (ex. hematite) e baixa (ex. magnetite) coercividade. O BS 1 apresenta um valor de *S-ratio* perto de 0,3, o que indica uma proporção maior de hematite em relação à magnetite. Enquanto que, os sedimentos localizados abaixo e acima do BS 1 apresentam valores de 0,95 o que indica maior proporção de magnetite.

Tabela IV.13. Parâmetros das curvas MRI após tratamento dos dados, usando o software de Kruiver *et al.* (2001) para o intervalo do BS 1; % é a contribuição de cada componente, MRIS é a magnetização remanescente isotérmica de saturação,  $B_{1/2}$  é coercividade média, DP é o parâmetro de dispersão, *S-ratio* é calculado a partir da fórmula  $MRI_{-0,3T}/MRI_{1T}$ .

Amostra	d (cm)	SM ( $10^{-6} m^3/kg$ )	Componente 1				Componente 2				Componente 3				Componente 4				S ratio
			%	MRIS (A/m)	$B_{1/2}$ (mT)	PD	%	MRIS (A/m)	$B_{1/2}$ (mT)	PD	%	MRIS (A/m)	$B_{1/2}$ (mT)	PD	%	MRIS (A/m)	$B_{1/2}$ (mT)	PD	
PA 68	0	5,07	12,82	6	18,6	0,3	81,2	38	50,1	0,26	5,98	2,8	407,4	0,25					0,92
PA 70	7	6,40	17,58	8	20,4	0,3	72,53	33	50,1	0,25	9,89	4,5	213,8	0,32					0,94
PA 72	10	6,19	20,41	10	22,4	0,35	63,27	31	49	0,23	16,33	8	177,8	0,6					0,92
PA 74	14	5,44	11,11	5	17,8	0,3	82,22	37	49	0,27	6,67	3	398,1	0,35					0,93
PA 76	19	5,32	6,67	3	17,8	0,25	72,22	32,5	53,7	0,21	21,11	9,5	177,8	0,41					0,89
PA 78	21	5,37	15,79	7,5	17,8	0,29	75,79	36	49	0,25	8,42	4	281,8	0,3					0,93
PA 79	22	4,19	16,67	5	20	0,35	68,33	20,5	52,5	0,25	15	4,5	251,2	0,3					0,89
PA 81	24	2,81	9,38	3	20	0,3	31,25	10	53,7	0,27	12,5	4	251,2	0,35	46,88	15	1584,89	0,3	0,5
PA 83	26	3,44	8,06	5	22,4	0,25	22,58	14	57,5	0,22	8,06	5	281,8	0,3	61,29	38	1584,89	0,3	0,31
PA 85	28	4,82	11,29	3,5	20	0,3	74,19	23	60,3	0,26	14,52	4,5	316,2	0,3					0,85
PA 87	31	6,15	14,89	7	19,1	0,33	65,96	31	63,1	0,23	12,77	6	281,8	0,26	6,38	3	1584,89	0,3	0,85
PA 89	33	6,04	10,42	5	20	0,33	72,92	35	55	0,21	16,67	8	223,9	0,3					0,89
PA 91	42	4,33	18,10	8	15,8	0,3	67,87	30	49	0,22	14,03	6,2	141,3	0,4					0,95

d- espessura acumulada SM- Suscetibilidade Magnética MRIS- Magnetização Remanescente Isotérmica de Saturação  $B_{1/2}$ - Coercividade média PD- Parâmetro de dispersão S ratio- parâmetro calculado baseado na fórmula  $(MRI_{-0,3T}/MRI_{1T})$ , onde MRI é a Magnetização Remanescente Isotérmica

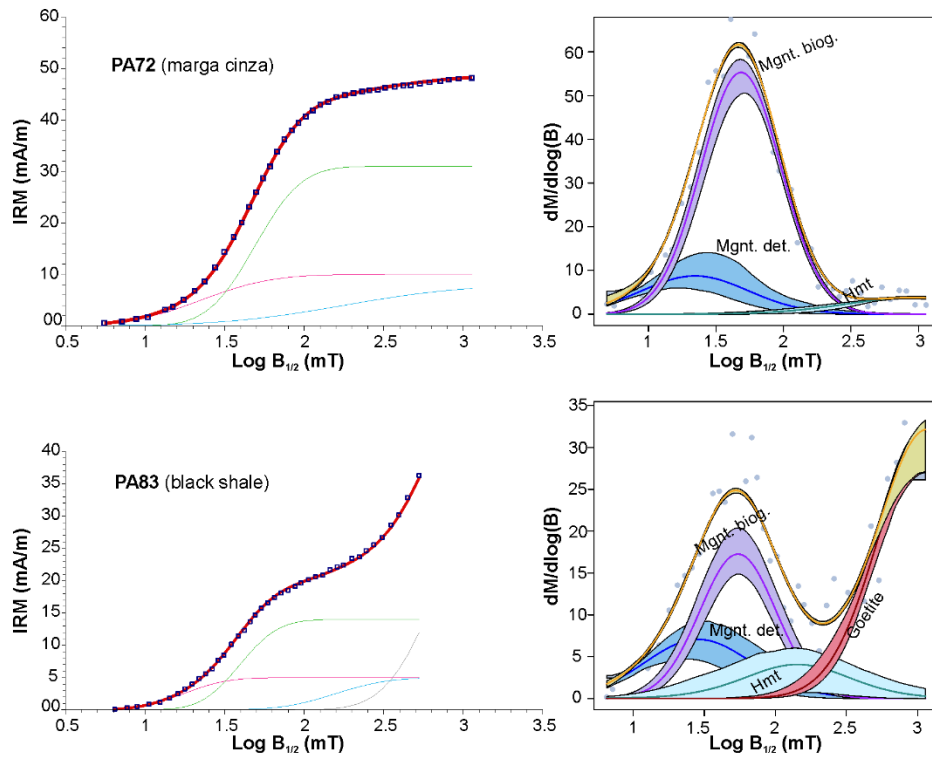
Nas 12 amostras escolhidas do segundo intervalo, 6 foram identificadas com 3 componentes magnéticas, e restantes amostras apresentaram 4 componentes. A componente 1 tem uma coercividade ( $B_{1/2}$ ) de 15,1-25,1 mT e um parâmetro de dispersão (PD) de 0,27-0,4 mT, o que é característico da magnetite detrítica (Egli, 2003). A componente 2 apresenta uma coercividade de 41,7 a 52,5 mT e um PD de 0,23-0,29 mT, o que indica a presença de magnetite de origem detrítica e/ou biogénica. Os valores de coercividade na componente 3 variam de 158,5 a 281,8 mT, típico da hematite, e um PD de 0,3 a 0,5 mT. Nas amostras PA 206M, PA 206T, PA 207, PA 208M, PA 209D e PA 209E é identificada uma 4ª componente, com valores de  $B_{1/2}$  entre 396,1 e 1258,9 mT indicador da presença de minerais antiferromagnéticos como goethite (Kruiver *et al.*, 2003). Os valores de *S-ratio* vão desde os 0,73 a 0,85 para o nível de *black shale*, enquanto que o resto das amostras apresenta valores de *S-ratio* > 0,89.

Tabela IV.14. Parâmetros das curvas MRI após tratamento dos dados, usando o software de Kruiver *et al.* (2001) para o intervalo do BS 2; % é a contribuição de cada componente, MRIS é a magnetização remanescente isotérmica de saturação,  $B_{1/2}$  é coercividade média, DP é o parâmetro de dispersão, *S-ratio* é calculado a partir da fórmula  $MRI_{-0,3T}/MRI_{1T}$ .

Amostra	d (cm)	SM ( $10^{-6} m^3/kg$ )	Componente 1				Componente 2				Componente 3				Componente 4				S ratio
			%	MRIS (A/m)	$B_{1/2}$ (mT)	PD	%	MRIS (A/m)	$B_{1/2}$ (mT)	PD	%	MRIS (A/m)	$B_{1/2}$ (mT)	PD	%	MRIS (A/m)	$B_{1/2}$ (mT)	PD	
PA 200	0,00	6,63	16,50	8,5	17,8	0,27	69,90	36,00	45,7	0,24	13,59	7,00	251,2	0,30					0,90
PA 205	10,50	13,50	12,80	8	15,8	0,30	72,80	45,50	45,7	0,28	14,40	9,00	199,5	0,40					0,91
PA 206M	15,50	15,04	11,33	7	16,6	0,32	72,82	45,00	42,7	0,28	10,52	6,50	158,5	0,40	5,34	3,30	562,3	0,50	0,91
PA 206T	18,00	11,14	13,05	8	16,6	0,35	70,96	43,50	41,7	0,26	10,60	6,50	199,5	0,37	5,38	3,30	562,3	0,50	0,89
PA 207	21,00	9,73	16,27	8,3	17,0	0,35	68,63	35,00	42,7	0,24	12,75	6,50	177,8	0,30	2,35	1,20	398,1	0,42	0,92
PA 208M	24,00	10,96	10,87	5	15,1	0,30	63,04	29,00	47,9	0,26	8,70	4,00	199,5	0,30	17,39	8,00	1258,9	0,30	0,81
PA 209C	26,00	7,30	17,03	3,9	17,8	0,30	65,50	15,00	52,5	0,28	17,47	4,00	281,8	0,35					0,85
PA 209D	27,00	8,00	16,95	5	22,9	0,40	55,93	16,50	50,1	0,27	16,95	5,00	199,5	0,35	10,17	3,00	1258,9	0,35	0,82
PA 209E	28,00	11,38	18,37	9	25,1	0,30	46,94	23,00	49,0	0,24	12,24	6,00	223,9	0,30	22,45	11,00	1258,9	0,35	0,73
PA 210T	33,00	12,63	16,33	8	17,4	0,33	65,31	32,00	44,7	0,23	18,37	9,00	182	0,30					0,92
PA 211B	39,00	14,08	17,49	8,5	20,0	0,30	63,79	31,00	45,7	0,25	18,72	9,10	251,2	0,50					0,88
PA 212C	51,00	13,15	12,69	8,5	22,4	0,35	69,40	46,50	44,7	0,29	17,91	12,00	158,5	0,50					0,91

d- espessura acumulada SM- Suscetibilidade Magnética MRIS- Magnetização Remanescente Isotérmica de Saturação  $B_{1/2}$ - Coercividade média PD- Parâmetro de dispersão S ratio- parâmetro calculado baseado na fórmula  $(MRI_{-0,3T}/MRI_{1T})$ , onde MRI é a Magnetização Remanescente Isotérmica

### Intervalo BS 1



### Intervalo BS 2

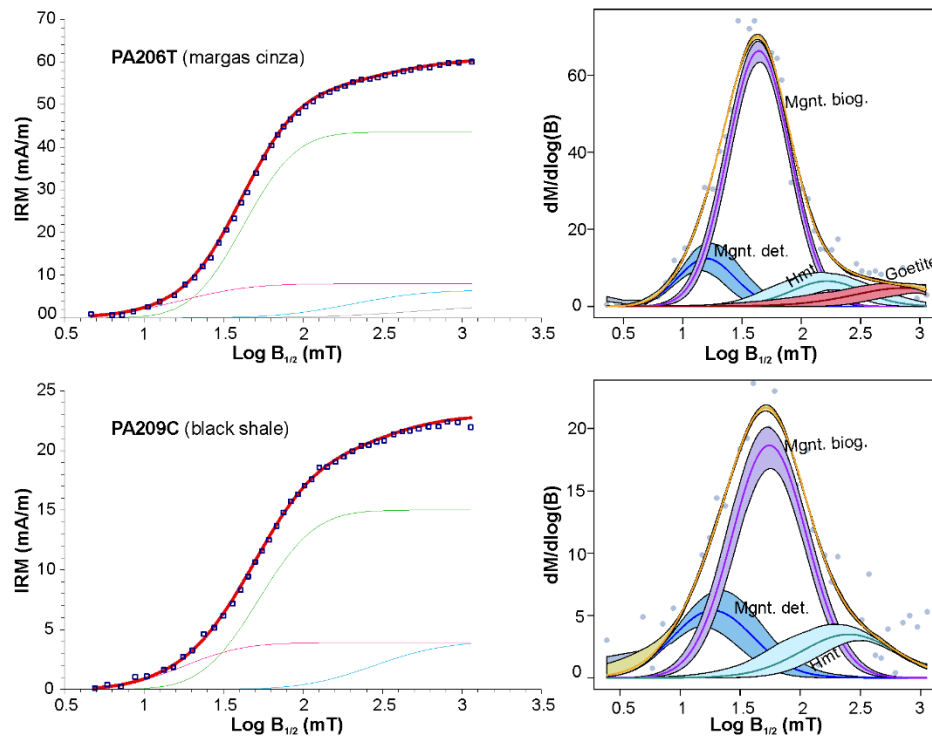


Figura IV.4. (esquerda) Curvas de MRI das amostras PA 72 e PA 81, referentes ao intervalo com o BS 1, e PA 206T e PA 209C referentes ao intervalo que inclui o BS 2 analisadas com o software da Kruiver *et al.* (2001); (direita) Curvas de distribuição de coercividade correspondente a cada componente, usando o software MaxUnmix (Maxbauer *et al.*, 2016) (os pontos a cinza representam os dados; a linha a preto representa o ajuste da soma das componentes; a parte circundante de cada componente e da componente total representa o intervalo de confiança de 95%).

Tabela IV.15. Resultados do modelo de ajuste das curvas de MRI, usando o método MRI-CLG e software MaxUnmix.  $\log B_{1/2}$  é coercividade média, DP é o parâmetro de dispersão, P é a proporção relativa.

Amostra	Método	Componente 1			Componente 2			Componente 3			Componente 4		
		$\log B_{1/2}$ (mT)	PD	P	$\log B_{1/2}$ (mT)	PD	P	$\log B_{1/2}$ (mT)	PD	P	$\log B_{1/2}$ (mT)	PD	P
PA 72	MRI-CLG	1,35	0,35		1,69	0,23		2,25	0,6				
	Max Unmix	1,33	0,4	0,14	1,68	0,29	0,89	2,97	0,5	0,06			
PA 83	MRI-CLG	1,35	0,25		1,76	0,22		2,45	0,3		3,2	0,3	
	Max Unmix	1,45	0,38	0,22	1,73	0,26	0,54	2,15	0,37	0,13	3,1	0,34	1
PA 206T	MRI-CLG	1,22	0,35		1,62	0,26		2,3	0,37		2,75	0,5	
	Max Unmix	1,19	0,23	0,17	1,64	0,26	0,94	2,21	0,3	0,09	2,85	0,44	0,06
PA 209C	MRI-CLG	1,25	0,3		1,72	0,28		2,45	0,35				
	Max Unmix	1,26	0,34	0,25	1,73	0,3	0,83	2,34	0,41	0,17			

$\log B_{1/2}$ (mT)- log coercividade média PD- parâmetro de dispersão P- proporção relativa

Da análise das curvas MRI dos intervalos com *black shale* ressaltam três observações importantes:

- a maioria das amostras apresenta uma mineralogia magnética idêntica e correspondente à mistura de magnetite e hematite, provavelmente de origem detrítica. A goethite é identificada parcialmente mas, geralmente, corresponde a um mineral de alteração secundária, portanto, não tem significado em termos ambientais;
- os níveis de *black shale* diferenciam-se do resto das amostras por terem uma concentração significativamente mais baixa de magnetite (BS 1; ver figura IV. 2) e de magnetite e hematite (BS 2; ver figura IV.3);
- os valores de *S-ratio* indicam que a proporção de hematite *versus* magnetite é relativamente mais elevada nos níveis de *black shale* do que no resto das amostras.

## V. Discussão



Neste capítulo são discutidos os resultados apresentados no capítulo anterior, onde também serão subdivididos por 3 tópicos principais:

1. Discussão da possível correlação entre as análises de Suscetibilidade Magnética e espectrometria de raios gama (K, U e Th), e as implicações na identificação da componente detrítica das rochas sedimentares;
2. Analisar a relação entre a curva de Suscetibilidade Magnética da série amostrada em Peniche e a interpretação sequencial previamente definida para aquele intervalo;
3. Estudar as curvas de MRIS nos níveis de *black shales* e o possível conteúdo em matéria orgânica.

## V.1 Suscetibilidade Magnética *versus* Espetrometria de Raios Gama

A SM é o resultado da abundância relativa entre os materiais diamagnéticos (ex. carbonato), paramagnéticos (ex. argila, filossilicatos) e ferromagnéticos (ex. magnetite). Nos sedimentos de natureza marinha, como é o caso em estudo, as argilas e os óxidos de ferro, como a magnetite resultam do aporte detrítico vindo do continente, enquanto que a génese de carbonatos resulta da precipitação química ou biogénica em ambiente marinho. O contribuidor principal para o sinal magnético são as partículas ferromagnéticas, principalmente a magnetite detrítica, e como esta é geralmente associada aos minerais argilosos, a SM dá-nos informação da contribuição detrítica presente nos sedimentos (ver, por exemplo, Ellwood *et al.*, 1999, 2000).

A espetrometria de raios gama é usada frequentemente para estimar o conteúdo de minerais argilosos, variações no tamanho do grão e porosidade (Bessa & Hesselbo, 1997; Sêco *et al.*, 2018). As medições da espetrometria estão relacionadas com a abundância de três elementos radioativos, K, U e Th, que ocorrem nas rochas sedimentares. Nas rochas carbonatadas, o K e o Th são interpretados como equivalentes do conteúdo detrítico, enquanto que U é relacionado com processos diagenéticos que envolvem mudanças nas condições redox (ver, por exemplo, Florindo *et al.*, 2003). O urânio também pode estar diretamente associado à quantidade de matéria orgânica (Lüning *and* Kolonic, 2003).

Por estes motivos, a SM e a espetrometria de raios gama representam duas abordagens independentes que podem fornecer informações sobre a composição mineralógica das rochas sedimentares e podem ser usadas como indicadores

paleoambientais (ver, por exemplo, Bábek *et al.*, 2010, Ellwood *et al.*, 2013; Reolid *et al.*, 2020). Enquanto que a espectrometria de raios gama envolve custos e protocolos laboratoriais mais demorados, a suscetibilidade magnética é uma ferramenta de baixo custo e com uma aquisição de dados relativamente rápida. Foi nesse intuito que se testou aqui a fiabilidade do método.

Do conjunto de amostras analisadas do Jurássico Inferior da BL (ver tabelas IV.1 a IV.9), demonstra-se que os valores maiores de SM se definem nas unidades lutíticas e areno-margosas da Formação de Pereiros. As amostras são compostas por lutitos de origem lagunar (Azerêdo *et al.*, 2003; Sêco *et al.*, 2015), como descrito no capítulo II, onde a componente argilosa é mais abundante e controla o sinal magnético. O valor máximo é de  $15,82 \times 10^{-8}$  (m<sup>3</sup>/kg). A Formação de Dagorda tem uma mineralogia similar à Formação de Pereiros, que também apresenta valores de SM elevados. O valor máximo de SM é de  $10,57 \times 10^{-8}$  (m<sup>3</sup>/kg). As unidades margosas, como as formações de Vale das Fontes, São Gião e Cabo Carvoeiro também apresentam valores de SM elevados, devido à associação de fácies margosas depositadas em condições de maior profundidade, características de uma sedimentação hemipelágica (ver, por exemplo, Duarte, 1997; Duarte *et al.*, 2004; 2010a; Silva *et al.*, 2011, 2015). Apesar das formações de Água de Madeiros, Lemede e, parcialmente, Póvoa da Lomba serem características desta deposição hemipelágica, os valores de SM são mais baixos devido à forte componente carbonatada que estas formações apresentam (ver, Duarte & Soares, 2002). A Formação de Água de Madeiros apresenta o valor de SM mais baixo de todo o conjunto referente a um calcário,  $-0,09 \times 10^{-8}$  (m<sup>3</sup>/kg), que pelo seu sinal negativo conclui-se que é constituído por minerais diamagnéticos, ou seja, calcite e quartzo. A Formação de Coimbra, sendo a primeira unidade fortemente carbonatada do Jurássico Inferior, os valores de SM também são mais baixos comparativamente às sucessões margo-calcárias das unidades suprajacentes. Os calcários desta unidade apresentam os valores de SM mais baixos do conjunto estudado, atingindo o mínimo de  $0,3 \times 10^{-8}$  (m<sup>3</sup>/kg).

Os teores de K, U e Th da análise em laboratório (dados não publicados apresentados no Anexo I; ver também Sêco *et al.*, 2018), permitem retirar algumas conclusões importantes. Antes dessa comparação importa destacar a variabilidade de cada elemento:

O intervalo de valores das concentrações de K é relativamente baixo, entre o mínimo de 0,05% e o máximo de 5%. Os valores mais altos concentram-se nos lutitos e os mais baixos nas fácies calcárias de praticamente todas as unidades analisadas, sobretudo nos calcários dolomíticos da Formação de Coimbra.

Relativamente aos dados de Th, o valor mínimo é de 0 ppm e o valor máximo é de 24 ppm. Os valores mínimos estão associados a uma fácies fortemente calcária, em especial nas formações de Coimbra e Lemedede, enquanto que os máximos, tal como expectável, são característicos dos níveis mais margosos e lutíticos, em particular as formações de Pereiros, Dagorda, Vale das Fontes e São Gião.

Os teores de U exibem valores entre 0,1 a 9,7 ppm. Os valores mais altos voltam a estar associados às margas e a litologias afins, como é o caso das margas calcárias e dos calcários margosos. Em relação aos *black shales*, é do conhecimento de vários autores que os teores de urânio e a quantidade de matéria orgânica estão relacionados (ver, por exemplo, Lüning & Kolonic, 2003; Correia *et al.*, 2012; Sêco *et al.*, 2018, Ferreira *et al.*, 2020), contudo, no caso dos *black shales* analisados, não se destaca um enriquecimento significativo em urânio em relação às outras litologias (anexo I).

De um modo geral, é possível observar a partir dos valores dos teores descritos que, quando os valores de K e Th são mais elevados a SM também é mais elevada. Segundo Koptíková *et al.* (2010), uma boa correlação entre a SM o K e o Th é interpretada como uma característica das rochas carbonatadas com mistura siliciclástica. Tendo em conta os dados obtidos e que a contribuição detrítica é o fator dominante dos valores de SM e assinaturas nos sedimentos marinhos, o espectável era uma ótima correlação entre a SM e os teores de K e Th. Tal como se pode confirmar a partir dos gráficos da figura V.1, os coeficientes de determinação ( $R^2$ ) entre a SM e o K, Th e U são respetivamente de 0,6198, 0,5687 e de 0,1629. Nota-se então uma correlação significativa entre a SM e o K e o Th, sugerindo que a maior parte destes elementos estão na fração detrítica paramagnética. Contudo, os valores do  $R^2$  são intermédios, o que leva a concluir que a suscetibilidade e os elementos de potássio e tório podem ser usados como aproximações, mas com alguma prudência. Em relação ao U, o valor do  $R^2$  é extremamente baixo, o que pode ser explicado por várias razões: i) o urânio não está associado à fração detrítica mas à fração de matéria orgânica, que é diamagnética; ii) ou que o conteúdo em urânio (inferior a 10 ppm) é tão baixo que se aproxima do limite de deteção dos equipamentos, aumentando assim o erro analítico.

Destas análises podemos concluir que a SM é uma alternativa promissora para a identificação da componente detrítica das rochas sedimentares carbonatadas.

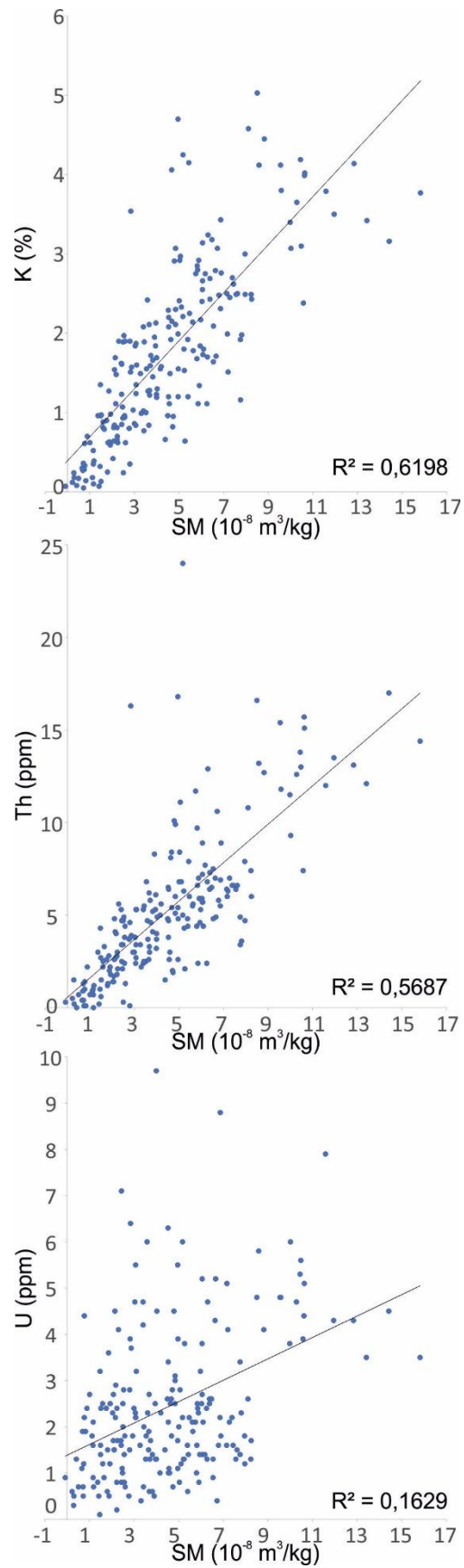


Figura V.1. Gráficos de dispersão da suscetibilidade magnética e os elementos de K (%), Th (ppm) e U (ppm) e respectivo valor de coeficiente de determinação (R<sup>2</sup>).

## V.2 Suscetibilidade Magnética *versus* Interpretação Sequencial

Nos sedimentos marinhos, as variações cíclicas da SM são geralmente atribuídas à variação da diluição do material detrítico (sinal magnético fraco) e pela componente carbonatada (não magnética), controladas pelas variações do nível do mar e pelos ciclos orbitais (ciclos de Milankovitch), estes com impactos nas variações climáticas (Ellwood *et al.*, 1999, 2000; Da Silva *et al.*, 2009, 2015). Contudo, outros fatores como processos sedimentares, condições deposicionais intrínsecas às bacias sedimentares, e alterações diagenéticas podem alterar este sinal principal, tornando a interpretação dos dados de SM complexa (ver, por exemplo, Da Silva *et al.*, 2009, 2015).

De um modo geral, os modelos de estratigrafia sequencial e a ciclicidade dos depósitos sedimentares são definidos de acordo com a variação do nível no mar, o espaço de acomodação, a taxa de sedimentação, clima e o possível tectonismo (ver, por exemplo, Goldhammer *et al.*, 1990; Einsele *et al.*, 1991). Fornecem informações paleoambientais, no momento em que a unidade estratigráfica constituída por uma sucessão de camadas foi depositada, sendo limitada na base e no topo por discontinuidades. Na construção sedimentar existe uma hierarquia de ciclos (ou sequencias) sedimentares que é resultado da espessura dos depósitos bem como do tempo sob o qual foi realizada a respetiva acumulação. Neste âmbito são conhecidos vários quadros de hierarquia sequencial, que diferem apenas em pequenos detalhes (ver, por exemplo, Einsele *et al.*, 1991; Vail *et al.*, 1991), desde os ciclos mais básicos, de alta frequência, designados de 5<sup>a</sup> ordem, normalmente associados a ciclos orbitais de maior frequência até aos ciclos de 1<sup>a</sup> ordem, que podem corresponde a centenas de milhões de anos, resultado de grandes variações eustáticas e tectónicas (figura V.2). Nesta hierarquia reconhecem-se as sequencias deposicionais de 3<sup>a</sup> ordem e as sequencias de 2<sup>a</sup> ordem ou ciclos transgressivo-regressivos de 2<sup>a</sup> ordem (ver também Jacquin & Graciansky, 1998). Estes últimos representam um ciclo de variação do nível relativo de base, neste caso do mar, e quando atinge o valor máximo é marcado pelos intervalos de máxima inundação.

Quadro de hierarquia sequencial

Ordem de ciclos eustáticos	Unidade de sequência estratigráfica	Duração (ma)	Amplitude do nível relativo do mar	Nível relativo do mar taxa de subida/descida (cm/ 1000 anos)
Primeira		> 100		<1
Segunda	Supersequência	10-100	50-100	1-3
Terceira	Sequência deposicional	1-10	50-100	1-10
Quarta	Alta energia Parassequência	0.1-1	1-150	40-500
Quinta	Parassequência Alta frequência	0.01-0.1	1-150	60-700

Figura V.2. Quadro de hierarquia sequencial, dos ciclos eustáticos de 1<sup>a</sup>, 2<sup>a</sup>, 3<sup>a</sup>, 4<sup>a</sup> e 5<sup>a</sup> ordem (ver também Einsele *et al.* (1991) e Vail *et al.* (1991)) (adaptado de SEPM, *in* <http://www.sepmstrata.org/Terminology.aspx?id=cycle>).

A regressão marinha é caracterizada pelo avanço da linha de costa em direção à bacia, e ocorre quando a taxa de sedimentação é maior do que a taxa geração de espaço, enquanto que a transgressão marinha é definida pelo recuo da linha de costa em direção ao continente e à fonte de sedimentação, e ocorre quando a taxa de sedimentação é menor do que a taxa de acomodação gerada pelo aumento do nível relativo do mar (ver, por exemplo, Cataneanu, 2017). De uma forma geral, a queda do nível eustático, marca o ciclo regressivo, e resulta no aumento das superfícies continentais erodidas, e conseqüentemente do aumento do aporte detrítico que, por conseguinte, aumenta os valores de SM (Ellwood *et al.* 1999, 2000; Whalen & Day, 2009; Da Silva *et al.*, 2015). Ao contrário, durante uma subida do nível do mar correspondente a fase transgressiva, o aporte detrítico é reduzido, o espaço de acomodação aumenta levando a uma diluição da fração detrítica em relação a fração carbonatada, o que resulta em valores de SM mais baixos. Deste modo, as curvas de SM de perfis estratigráficos geralmente refletem este tipo de ciclos. Um exemplo direto entre os ciclos eustáticos e a SM encontra-se na figura V.3, que mostra o caso da secção do Cretácico-Terciário de Elles na Tunísia, um equivalente do GSSP de El Kef (Stuben *et al.*, 2003).

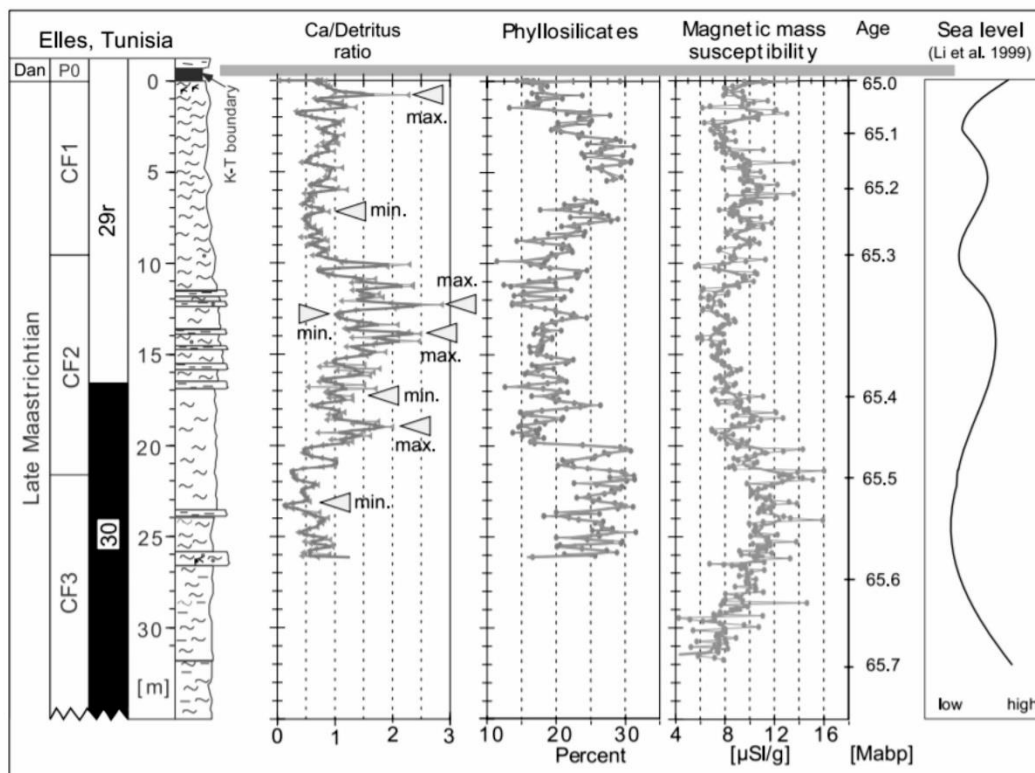


Figura V.3. Exemplo de correlação direta entre a SM e a variação do nível do mar (retirado de Stuben *et al.*, 2003). Período de nível marinho baixo relaciona-se com aumento do aporte detrítico e aumento de SM; Período de nível marinho alto relaciona-se com diminuição do aporte detrítico e diminuição de SM.

No caso em estudo do membro MCNB aflorante em Peniche, não se observa uma relação direta entre os ciclos transgressivo-regressivos de 2ª ordem definidos em Duarte (2007) (ver também Duarte *et al.*, 2010a) ou com os ciclos de 3ª ordem definidos em Silva *et al.* (2015). Por exemplo, a Formação de Lemedé, ilustrada na figura V.4, corresponde a um intervalo regressivo e está associada a uma diminuição significativa de SM. Da mesma maneira o intervalo transgressivo de 2ª ordem do membro MCNB não está claramente associado a uma diminuição gradual da SM (figura V.4). Isto sugere que, no presente caso de estudo, os ciclos eustáticos de 2ª ordem não controlam a variação de SM segundo o modelo previsto. Esta observação corrobora as conclusões obtidas por Whalen & Day (2010), que sugerem que não existe relações com as variações do nível do mar nos ciclos de 2ª ordem. Em contrapartida os autores identificam uma relação significativa entre a SM e os ciclos de 3ª e 4ª ordem, mas que também não se verifica no nosso caso.

No entanto, outros fatores como a morfologia do meio deposicional podem influenciar as variações de SM. Por exemplo, nas rampas carbonatadas, uma elevada

taxa de sedimentação e agitação em fácies de águas rasas, pode dificultar a deposição e diluição dos materiais magnéticos e resultar em valores de SM mais baixos (ver por exemplo, Da Silva *et al.*, 2009; Bábek *et al.*, 2010, 2013). Contudo, este processo não se aplica ao caso em estudo, pelo facto de que o meio deposicional das formações de Vale das Fontes e Lemedé na BL corresponde a uma rampa homoclinal profunda (Duarte, 2007; Silva *et al.*, 2015) que não é influenciada pela agitação das águas. Por outro lado, este meio deposicional assemelha-se a uma rampa de baixo gradiente, onde as fácies mais proximais correspondem a uma sedimentação carbonatada, enquanto que as fácies mais distais correspondem a uma sedimentação mais margosa (Duarte, 2007; Silva *et al.*, 2015). Há que realçar que, numa rampa de gradiente baixo, as argilas em suspensão têm tendência a depositar-se em ambiente mais distal. Estes fatores explicam os padrões de ciclicidade da SM observada na figura V.4, permitindo evidenciar que existem, claramente, 3 ordens de ciclos: desde logo, a começar pelos ciclos de maior frequência, que mostram contrastes entre as variações (alternâncias) dos conteúdos em carbonato e argila. Numa sucessão onde não fica claro o binómio marga-calcário, bem presente nas unidades subjacentes da Formação de Vale das Fontes e na unidade suprajacente (ver Duarte & Soares, 2002; Duarte *et al.*, 2010a), estas alternâncias da SM deverão corresponder a ciclos de 5ª ordem. Do lado oposto, como já foi realçado, os valores mais baixos da SM são definidos na porção superior da secção estudada (base da Formação de Lemedé), resultado da diminuição brusca do conteúdo em material argiloso. Este facto é uma evidência clara que existe uma sintonia entre a SM e a evolução regressiva da sedimentação, tal como a preconizada nos trabalhos acima citados. Embora a fase transgressiva do ciclo de 2ª ordem seja caracterizada por valores mais altos de SM, fica claro que, no padrão de SM obtido, não existe uma sintonia com a fase de inundação nem com a evolução sequencial de 3ª ordem proposta por Silva *et al.* (2015). Isto, apesar de ser marcante uma ciclicidade intermédia (de 3ª ou 4ª ordens?) nos padrões de variação da SM (alternância de barras cinzentas na figura V.4). Algo que estará relacionado com variações climáticas, acarreio de material argiloso e produtividade carbonatada. A falta de correspondência entre a SM e os referidos ciclos poderá ser explicado pela forte presença de matéria orgânica em todo o membro MCNB (com valores que podem atingir os 22% de COT; ver Oliveira *et al.*, 2006; Silva *et al.*, 2011) algo que tem uma influência significativa no sinal da SM (ver discussão no subcapítulo V.1.3). Como é possível de verificar na figura V.4, os níveis de *black shale* (ricos em matéria orgânica) correspondem a níveis de SM bastante mais baixos, contrariando o suposto valor elevado de SM que deveria ser encontrado nos níveis mais argilosos.



Em conclusão, este estudo realça que a interpretação de SM em termos de variações eustáticas tem de ser considerada com cautela, porém a utilização de SM não deixa de ser um método promissor para correlações de estratigrafia sequencial na Bacia Lusitânica que poderá ser pormenorizada em estudos futuros.

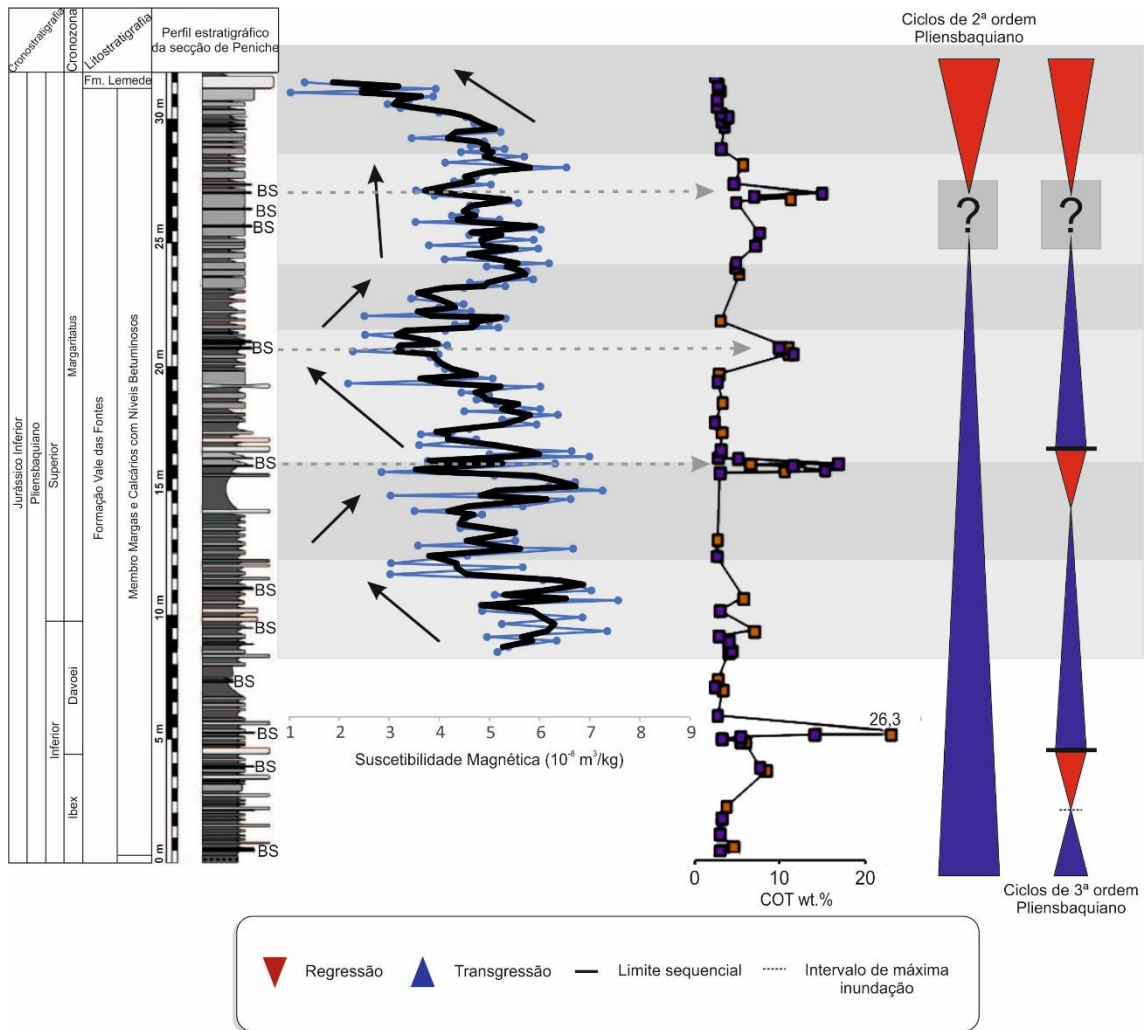


Figura V.4. Coluna litostratigráfica da sucessão estudada do membro MCNB em conjunto com os ciclos transgressivo-regressivos (T-R) de 2ª e 3ª ordem, variação do Conteúdo Orgânico Total (COT) e a curva de SM. Log, ciclos T-R de 3ª ordem e COT segundo Silva *et al.* (2011, 2015). Ciclo T-R de 2ª ordem segundo Duarte (2007) e Duarte *et al.* (2010a).

## V.3 Suscetibilidade Magnética versus Matéria orgânica

A análise detalhada dos intervalos que contém os níveis de *black shale*, BS1 e BS2, mostra que estes níveis ricos em matéria orgânica (com valores de carbono orgânico total que atingem por vezes os 15%; ver Oliveira *et al.*, 2006; Silva *et al.*, 2011; figura V.4) são caracterizados por valores significativamente mais baixos de SM em relação às margas sub- e suprajacentes. Porém, os *black shales* terão, em princípio, uma maior contribuição de argila em relação à fração carbonatada do que as margas, e, portanto, deveriam apresentar uma suscetibilidade magnética maior, ou similar, à das margas. Isto sugere que o sinal magnético neste caso não é controlado pela mineralogia, ou seja, porção de material paramagnético (argilas) e diamagnético (carbonatos), mas pelo conteúdo em minerais ferromagnéticos (magnetite e hematite). De facto, as contribuições dos minerais ferromagnéticos na suscetibilidade magnética superam em várias ordens de grandeza a contribuição dos minerais diamagnéticos e paramagnéticos. De modo a testar se o sinal mais baixo da SM, nos níveis de *black shale*, resulta de um empobrecimento em minerais magnéticos, procedeu-se à análise das curvas de MRI.

As curvas de MRI fornecem apenas a informação sobre a natureza e abundância das partículas ferromagnéticas de uma amostra. Os resultados das análises apresentados nas figuras IV.2 e IV.3 mostram uma similaridade entre a curva de SM e a curva da MRIS da componente 2, identificada como sendo magnetite. Essa curva de MRIS indica que há uma menor concentração de magnetite nos níveis de *black shale*. No caso do BS 2 nota-se também uma diminuição na concentração da componente 1 e 3, identificadas como sendo magnetite detrítica e hematite, respetivamente. Estes resultados sugerem que ocorreram alguns processos químicos que levaram à dissolução da magnetite e da hematite. Tendo em conta, que a principal variável que diferencia os *black shales* das margas é o conteúdo em matéria orgânica, a dissolução das partículas magnéticas teria tendência a ser relacionada com as condições químicas resultantes da presença desta matéria orgânica.

Em rochas sedimentares marinhas, o processo de dissolução das partículas magnéticas resulta, de modo geral, de reações químicas em condições anóxicas. No caso do ambiente sedimentar que esteve na base da génese do membro MCNB, as expressivas acumulações de níveis ricos em matéria orgânica apontam para condições anóxicas do meio de sedimentação (Oliveira *et al.*, 2006; Duarte *et al.*, 2010a; Silva *et al.*, 2011, 2015; Silva & Duarte, 2015). Como é mostrado no diagrama de fase da figura



Conclusões

Da multiplicidade de objetivos traçados e dos respectivos resultados obtidos, são várias as conclusões. Entre elas, destacam-se:

1. Os resultados de SM obtidos em diferentes unidades carbonatadas do Jurássico Inferior da BL, mostram que os valores mais elevados (formações de Pereiros, Dagorda, Vale das Fontes, São Gião e Cabo Carvoeiro) são observados nas formações mais lutíticas e margosas, e os mais baixos a ocorrerem nas unidades de domínio carbonatado (formações de Coimbra, Água de Madeiros, Lemedede e Póvoa da Lomba). Ou seja, neste caso de estudo a SM confirma ser um indicador da composição mineralógica da rocha; A análise comparativa da SM e da espectrometria gama indica que existe uma correlação positiva ( $R^2$ -coeficiente de determinação) entre os dois métodos, mais exatamente entre SM e K e SM e Th. O que sugere que a SM representa uma alternativa promissora para complementar análises de espectrometria de raios gama;
2. No estudo de alta resolução efetuado no membro MCNB da Formação de Vale das Fontes, a curva de SM exhibe oscilações cíclicas ao longo da secção estratigráfica. Não se verificou uma correlação direta entre estas oscilações e os ciclos transgressivo- regressivos de 2ª e 3ª ordem, como é o caso de muitas outras sucessões em ambiente marinho profundo. Porém, observa-se uma correlação inversa (a SM diminui em vez de aumentar) da SM com a fase regressiva de 2ª ordem admitida para o Pliensbaquiano, materializada pela Formação de Lemedede. Estes resultados sugerem que no caso do Jurássico Inferior da BL, as oscilações de SM são controladas essencialmente pelas alternâncias margo-calcárias que devem corresponder a ciclos de 5ª ordem;
3. Os níveis ricos em matéria orgânica, como são os casos dos *black shales*, são caracterizados por valores baixos de SM, e também por menores concentrações de magnetite e hematite. Estas evidências são indicadas pelos baixos valores de MRIS e pelos valores mais baixos de *S-ratio*, que indicam uma maior contribuição de hematite em relação à magnetite. A menor concentração de magnetite e hematite é interpretada como sendo o resultado da dissolução das partículas magnéticas em condições redutoras e na presença de matéria orgânica. Neste modelo, a maior estabilidade da hematite em comparação à magnetite explica os valores mais baixos de *S-ratio*. Estas propriedades magnéticas

peculiares correspondem a uma ferramenta valiosa para identificar a presença de matéria orgânica em sedimentos marinhos.

## Referências Bibliográficas

- Abrajevitch, A., & Kodama, K. 2011. Diagenetic sensitivity of paleoenvironmental proxies: A rock magnetic study of Australian continental margin sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(5).
- Alves, T. M., Gawthorpe, R. L., Hunt, D. W. & Monteiro, J. H. 2002. Jurassic tectono-sedimentary evolution of the Northern Lusitanian Basin (offshore Portugal). *Marine and Petroleum Geology*, 19(6), 727-754.
- Alves, T. M., Moita, C., Sandnes, F., Cunha, T., Monteiro, J. H. & Pinheiro, L. M. 2006. Mesozoic–Cenozoic evolution of North Atlantic continental-slope basins: The Peniche basin, western Iberian margin. *AAPG Bulletin*, 90(1), 31-60.
- Antunes, M.T., Rocha, R.B., Wenz, S., 1981. Faunule ichtyologique du Lias inférieur de São Pedro de Moel, Portugal. *Ciências da Terra*, 6, 101-116.
- Azerêdo, A. C. 1998. Geometry and facies dynamics of Middle Jurassic carbonate ramp sandbodies, West-Central Portugal. In: V.P. Wright, T. Burchette, (Eds). *Carbonate Ramps. Geological Society of London, Special Publication 149*, 281-314.
- Azerêdo, A. C. 2007. Formalização da litostratigrafia do Jurássico Inferior e Médio do Maciço Calcário Estremenho (Bacia Lusitânica). *Comunicações Geológicas*, 94, 29-51.
- Azerêdo, A. C., Duarte, L. V. & Silva, R. L. 2014. Configuração sequencial em ciclos (2ª ordem) de fácies transgressivas-regressivas do Jurássico Inferior e Médio da Bacia Lusitânica (Portugal). *Comunicações Geológicas*, 101 (Especial I), 383-386.
- Azerêdo, A. C., Duarte, L. V., Henriques, M. H. & Manuppella, G. 2003. Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio. *Cad. Geol. Portugal, Instituto Geológico Mineiro*, 43 p.
- Azerêdo, A. C., Silva, R. L., Duarte, L. V., & Cabral, M. C. 2010. Subtidal stromatolites from the Sinemurian of the Lusitanian Basin (Portugal). *Facies*, 56(2), 211-230.
- Azerêdo, A. C., Wright, V. P. & Ramalho, M. M. 2002. The Middle- Late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system. *Sedimentology*, 49(6), 1339-1370.
- Bábek, O., Kalvoda, J., Aretz, M., Cossey, P. J., Devuyst, F. X., Herbig, H. G., & Sevastopulo, G. 2010. The correlation potential of magnetic susceptibility and outcrop gamma-ray logs at Tournaisian-Viséan boundary sections in Western Europe. *Geologica Belgica*.
- Bábek, O., Kalvoda, J., Cossey, P., Šimíček, D., Devuyst, F. X., & Hargreaves, S. 2013. Facies and petrophysical signature of the Tournaisian/Viséan (Lower Carboniferous) sea-level cycle in carbonate ramp to basinal settings of the Wales-Brabant massif, British Isles. *Sedimentary Geology*, 284, 197-213.
- Bessa, J. L., & Hesselbo, S. P. 1997. Gamma-ray character and correlation of the Lower Lias, SW Britain. *Proceedings of the Geologists' Association*, 108(2), 113-129.
- Borradaile, G. J. 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, 156(1-2), 1-20.
- Butler, R. F. 1992. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes (Vol. 319). Boston: *Blackwell Scientific Publications*.
- Catuneanu, O. 2017. Sequence Stratigraphy: Guidelines for a Standard Methodology. *Stratigraphy & Timescales*, 1–57.
- Coimbra, R., & Duarte, L. V. 2020. The distinctive character of lumpy limestones (Early Jurassic, Lusitanian Basin, W Portugal). *Geological Journal*, 55(1), 1003-1022.



- Comas-Rengifo, M.J., Duarte, L.V., Goy, A., Paredes, R., Silva, R.L. 2013. El Sinemuriense Superior (Cronozonas Oxynotum y Raricostatum) en la región de S. Pedro de Moel (Cuenca Lusitánica, Portugal). *Comunicações Geológicas*, 100, Especial I, 15–19.
- Correia, G., Duarte, L.V., Pereira, A. & Silva, R.L. 2012. Outcrop Spectral Gamma-Ray applications to the Sinemurian-Pliensbachian organic-rich facies of the Lusitanian Basin (Portugal). *Journal of Iberian Geology* 38(2), 373–388.
- Crick, R.E., Ellwood, B.B., Hassani, A.E., Feist, R., and Hladil, J. 1997. Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy of the Eifelian–Givetian GSSP and associated boundary sequences in north Africa and Europe: *Episodes*, v. 20, p. 267–175.
- Da Silva, A. C., Mabilhe, C. & Boulvain, F. 2009. Influence of sedimentary setting on the use of magnetic susceptibility: examples from the Devonian of Belgium. *Sedimentology*, 56, 1292–1306.
- Da Silva, A. C., Whalen, M. T., Hladil, J., Chadimova, L., Chen, D., Spassov, S., Boulvain, F., Devleeschouwer, X. 2015. Magnetic susceptibility application: a window onto ancient environments and climatic variations: foreword. *Geological Society, London, Special Publications*, 414(1), 1-13.
- Dearing, J.A. 1999. Environmental Magnetic Susceptibility - Using the Bartington MS2 System. Kneilworth, UK: Chi Publishing.
- Dias, R., & Ribeiro, A. 1995. The Ibero-Armorican Arc: a collision effect against an irregular continent? *Tectonophysics*, 246(1-3), 113-128.
- Dimuccio, L. A., Duarte, L. V. & Cunha, L. 2016. Definição litostratigráfica da sucessão calcodolomítica do Jurássico Inferior da região de Coimbra-Penela (Bacia Lusitânica, Portugal). *Comunicações Geológicas*, 103.
- Dommergues, J-L., Meister, C., Neige, P. & Rocha, R. B. 2004. Endemic Sinemurian (Early Jurassic) ammonites from the Lusitanian Basin (Portugal). *Revue de Paléobiologie*, 23(2), 529–549.
- Dommergues, J.L., Meister, C., Rocha, R., 2010. The Sinemurian ammonites of the Lusitanian Basin (Portugal): an remarkable example of complex endemic evolution. *Paleodiversity*, 3, 59-87.
- Duarte, L. V. & Soares, A. F. 1993. Eventos de natureza tempestítica e turbidítica no Toarciano inferior da Bacia Lusitânica (Sector Norte). *Cad. Geografia, Fac. Let. Univ. Coimbra* 12, 89-95.
- Duarte, L. V. 1997. Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). *Comunicações Instituto Geológico Mineiro* 83, 65-94.
- Duarte, L. V., & Soares, A. F. 2002. Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). *Comunicações Instituto Geológico Mineiro* 89, 115-134.
- Duarte, L. V., Comas-Rengifo, M. J., Silva, R. L., Paredes, R. & Goy, A. 2014b. Carbon isotope stratigraphy and ammonite biostratigraphy across the Sinemurian-Pliensbachian boundary in the western Iberian margin. *Bulletin of Geosciences*, 89(4), 719-736.
- Duarte, L. V., Krautter, M., & Soares, A. F. 2001. Bioconstructions a spongiaires siliceux dans le Lias terminal du Bassin lusitanien (Portugal); stratigraphie, sedimentologie et signification paleogeographique. *Bulletin de la Société géologique de France*, 172(5), 637-646.
- Duarte, L. V., Silva, R. L., Azerêdo, A. C., Paredes, R. & Rita, P. 2014a. A Formação de Coimbra na região de S. Pedro de Moel (Oeste de Portugal). Caracterização litológica, definição litostratigráfica e interpretação sequencial. *Comunicações Geológicas*, 101, 421-425.

- Duarte, L. V., Silva, R. L., Duarte, C. B., Azeredo, A. C. e Comas-Rengifo, M. J. 2008. Litostratigrafia do Jurássico Inferior da região de S. Pedro de Moel (Bacia Lusitânica). In: Callapez, P. M., Rocha, R. B., Marques, J. F., Cunha, L. S. & Dinis, P. M. (Eds.), *A Terra, Conflitos e Ordem*. Homenagem ao Professor Ferreira Soares, MMGUC, 175-185.
- Duarte, L. V., Silva, R. L., Mendonça Filho, J. G., Ribeiro, N. P., & Chagas, R. B. A. 2012. High-resolution stratigraphy, palynofacies and source rock potential of the Água de Madeiros formation (lower Jurassic), Lusitanian basin, Portugal. *Journal of Petroleum Geology*, 35(2), 105-126.
- Duarte, L. V., Silva, R. L., Oliveira, L. C. V., Comas-Rengifo, M. J. & Silva, F. 2010a. Organic-rich facies in the Sinemurian and Pliensbachian of the Lusitanian Basin, Portugal: Total Organic Carbon distribution and relation to transgressive regressive facies cycles. *Geol. Acta* 8, 325-340.
- Duarte, L. V., Silva, R.L., Mendonça Filho, J.G., Oliveira, L.C., 2010b. Evidências geoquímicas do Jurássico Inferior de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal): Estado de arte e perspectiva futuras. Saídas de Campo do X Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa/ XVI Semana de Geoquímica, *Memórias*, 15, 3-24.
- Duarte, L. V.; Wright, V.P.; Fernandez-Lopez, S.; Elmi, S.; Krautter, M.; Azerêdo, A.C.; Henriques, M.H.; Rodrigues, R.; Perilli, N. 2004. Early Jurassic carbonate evolution in the Lusitanian Basin: facies, sequence stratigraphy and cyclicity, In Carboniferous and Jurassic Carbonate Platforms of Iberia. *23rd IAS Meeting of Sedimentology, Coimbra, Field Trip Guide Book*, 45-71.
- Duarte, L.V., 2007. Lithostratigraphy, sequence stratigraphy and depositional setting of the Pliensbachian and Toarcian series in the Lusitanian Basin (Portugal). *Ciências da Terra (UNL), Lisboa*, 16: p. 17–23.
- Duarte, L.V., Oliveira, L.C., Rodrigues, R., 2007. Carbon isotopes as a sequence stratigraphic tool: examples from the Lower and Middle Toarcian marly limestones of Portugal. *Boletín Geológico y Minero*, 118, 3-18.
- Duarte, L.V., Silva, R.L, Mendonça Filho, J.G., Azerêdo, A.C., Cabral, M.C., Comas-Rengifo, M.J., Correia, G., Ferreira, R., Loureiro, I.M., Paredes, R., Pereira, A. and Ribeiro, N.P. 2014c. Advances in the Stratigraphy and Geochemistry of the Organic-Rich Lower Jurassic Series of the Lusitanian Basin (Portugal). In: STRATI 2013 (Rocha, R.B., Pais, J., Kullberg, J.C. and Finney, S., Eds.), *Springer International Publishing*: 841–846.
- Dunlop, D. J. 1995. Magnetism in rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B2), 2161-2174.
- Egli, R., 2003. Analysis of the field dependence of remanent magnetization curves. *J. Geophys. Res., Solid Earth* 108.
- Egli, R., 2004. Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 3. Bacterial magnetite and natural processes in lakes. *Phys. Chem. Earth* 29, 869–884.
- Einsele, G., Ricken, W., & Seilacher, A. 1991, Cycles and events in stratigraphy. Acedido a 30 de outubro de 2020, em: <http://www.sepmstrata.org/Terminology.aspx?id=cycle>.
- Ellwood, B. B., Crick, R. E., Hassani, A. E., Benoist, S. L., & Young, R. H. 2000. Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks: detrital input versus carbonate productivity. *Geology*, 28(12), 1135-1138.
- Ellwood, B. B., Wang, W. H., Tomkin, J. H., Ratcliffe, K. T., El Hassani, A., & Wright, A. M. 2013. Testing high resolution magnetic susceptibility and gamma radiation methods in the Cenomanian–Turonian (Upper Cretaceous) GSSP and near-by coeval section. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 378, 75-90.

- Ellwood, B.B., Chrzanowski, T.H., Hrouda, F., Long, G.J., Buhl, M.L., 1988. Siderite formation in anoxic deep-sea sediments: a synergetic bacterially controlled process with important implications in paleomagnetism. *Geology* 16, 980–982.
- Ellwood, B.B., Crick, R.E., and Hassani, A.E., 1999. The magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC) method used in Geological correlation of Devonian rocks from Anti-Atlas Morocco: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 83, p. 1119–1134.
- Elmi, S., Rocha, R.B., Mouterde, R., 1988. Sedimentation pelagique et encroutements crytalgaires: les calcaires grumuleux du Carixien portugais. *Ciências da Terra, Universidade Nova de Lisboa (UNL)*, 9, 69-90.
- Fernández-López, S., Duarte, L.V., Henriques, M.H., 2000. Ammonites from lumpy limestones in the Lower Pliensbachian of Portugal: taphonomic analysis and paleoambiental implications. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13, 3-15.
- Ferreira, E., Mateus, A., Azerêdo, A. C., Duarte, L. V., Mendonça-Filho, J., & Tassinari, C. C. 2020. Tracing bottom-water redox conditions during deposition of Lower and Upper Jurassic organic-rich sedimentary rocks in the Lusitanian Basin (Portugal): Insights from inorganic geochemistry. *Marine and Petroleum Geology*, 104343.
- Ferreira, R., Mendonça Filho, J.G., Duarte, L.V., Silva, R.L., Mendonça, J.O. 2010: Hydrocarbon generation potential of the Pliensbachian organic-rich series of Peniche (Lusitanian Basin, Portugal): An organopetrographic and thermal maturation assessment integrated analysis. // *Central & North Atlantic Conjugate Margins Conference*. Extended Abstracts, Lisbon: p. 116-120.
- Florindo, F., Roberts, A. P., & Palmer, M. R. 2003. Magnetite dissolution in siliceous sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(7).
- Font, E., Adatte, T., Abrajevitch, A., Mirão, J., Sharma, N., Sordet, V., & Andrade, M. 2019. Integrated mineralogical and rock magnetic study of Deccan red boles. *Mass Extinctions, Volcanism, and Impacts: New Developments*, 544, 199.
- Font, E., Adatte, T., Andrade, M., Keller, G., Bitchong, A. M., Carvallo, C., Ferreira, J., Diogo, Z., Mirão, J. 2018. Deccan volcanism induced high-stress environment during the Cretaceous–Paleogene transition at Zumaia, Spain: Evidence from magnetic, mineralogical and biostratigraphic records. *Earth and Planetary Science Letters*, 484, 53-66.
- Font, E., Fabre, S., Nédélec, A., Adatte, T., Keller, G., Veiga-Pires, C., Ponte, J., Mirão, J., Khozyem, H., Spangenberg, J. 2014. Atmospheric halogen and acid rains during the main phase of Deccan eruptions: Magnetic and mineral evidence. *Volcanism, impacts, and mass extinctions: causes and effects*, 505, 353-368.
- Font, E., Nascimento, C., Omira, R., Baptista, M. A., & Silva, P. F. 2010. Identification of tsunami-induced deposits using numerical modeling and rock magnetism techniques: A study case of the 1755 Lisbon tsunami in Algarve, Portugal. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 182(3-4), 187-198.
- Goldhammer, R. K., Dunn, P. A., & Hardie, L. A. 1990. Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: examples from Alpine Triassic platform carbonates. *Geological Society of America Bulletin*, 102(5), 535-562.
- Guery, F., Montenat, C. e Vachard, D. 1986. Evolution tectono-sédimentaire du bassin portugais au Mésozoïque suivant la transversale de Peniche (Estremadura). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* 10, 83-94.
- Grabowski, J., Schnyder, J., Sobieć, K., Koptíková, L., Krzemiński, L., Pszczółkowski, A., Hejnar, J., Schnabl, P. 2013. Magnetic susceptibility and spectral gamma logs in the Tithonian–Berriasian pelagic carbonates in the Tatra Mts (Western Carpathians, Poland): palaeoenvironmental changes at the Jurassic/Cretaceous boundary. *Cretaceous Research*, 43, 1-17.

- Hladil, J., Gersl, M., Strnad, L., Frana, J., Langrova, A., & Spisiak, J. 2006. Stratigraphic variation of complex impurities in platform limestones and possible significance of atmospheric dust: a study with emphasis on gamma-ray spectrometry and magnetic susceptibility outcrop logging (Eifelian-Frasnian, Moravia, Czech Republic). *International Journal of Earth Sciences*, 95(4), 703-723.
- Henriques, M. H 1992. Biostratigrafia e Paleontologia (Ammonoidea) do Aaleniano em Portugal (Sector Setentrional da Bacia Lusitaniana). *Tese de Doutoramento (não publicada)*, Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, 301 p.
- Hiscott, R. N., Wilson, R. C., Gradstein, F. M., Pujalte, V., García-Mondejar, J., Boudreau, R. R., Wishart, H. A., 1990. Comparative stratigraphy and subsidence history of Mesozoic rift basins of North Atlantic. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 74, 60-76.
- Hounslow, M. W. 1985. Magnetic fabric arising from paramagnetic phyllosilicate minerals in mudrocks. *Journal of the Geological Society*, 142(6), 995-1006.
- Jacquin, T., & de Graciansky, P. C. 1998. Major transgressive/regressive cycles: the stratigraphic signature of European basin development.
- Koptíková, L., Bábek, O., Hladil, J., Kalvoda, J., & Slavík, L. 2010. Stratigraphic significance and resolution of spectral reflectance logs in Lower Devonian carbonates of the Barrandian area, Czech Republic; a correlation with magnetic susceptibility and gamma-ray logs. *Sedimentary Geology*, 225(3-4), 83-98.
- Kruiver, P. P., and H. F. Passier (2001), Coercivity analysis of magnetic phases in sapropel S1 related to variations in redox conditions, including an investigation of the S ratio, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2(12), 1063.
- Kruiver, P. P., Dekkers, M. J., & Heslop, D. 2001. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth and Planetary Science Letters*, 189(3-4), 269-276.
- Kruiver, P.P., Langereis, C.G., Dekkers, M.J., and Krijgsman, W., 2003, Rockmagnetic properties of multicomponent natural remanent magnetization in alluvial red beds (NE Spain): *Geophysical Journal International*, v. 153, p. 317–332.
- Kullberg J. C., Rocha R. B., Soares A. F., Rey J., Terrinha P., Azerêdo A. C., Callapez P., Duarte L. V., Kullberg M. C., Martins L., Miranda R., Alves C., Mata J., Madeira J., Mateus O., Moreira M. & Nogueira C. R. 2013. A Bacia Lusitaniana: estratigrafia paleogeografia e tectónica. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, J.C. Kullberg, (Eds). *Geologia de Portugal, Vol. II. Livraria Escolar Editora*, 195-347.
- Lovley, D. R. 1987. Organic matter mineralization with the reduction of ferric iron: A review. *Geomicrobiology Journal*, 5(3-4), 375–399.
- Lüning, S., Kolonic, S. 2003. Uranium spectral gamma-ray response as a proxy for organic richness in black shales: Applicability and limitations. *Journal of Petroleum Geology* 26, 153–174.
- Manuppella, G., & Azerêdo, A. C. 1996. Contribuição para o conhecimento da geologia da região de Sesimbra. *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, 82, 37-50.
- Maxbauer, D. P., Feinberg, J. M., & Fox, D. L. 2016. MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions. *Computers & Geosciences*, 95, 140-145.
- Meister, C., Dommergues, J. L. & Rocha, R.B. 2012. Ammonites from the Apoderoceras beds (Early Pliensbachian) in São Pedro de Muel (Lusitanian Basin, Portugal). *Bulletin of Geosciences* 87(3), 407–430.

- Mouterde, R. & Rocha, R.B., 1981. Le Lias de la region de Rio de Couros (Nord de Tomar). *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 22, 209-220.
- Mouterde, R., 1967. Le Lias moyen de S. Pedro de Muel (Portugal) (Première partie). *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal*, 52, 185-208.
- Mouterde, R.; Ramalho, M. M.; Rocha, R. B.; Ruget, C. & Tintant, H. 1971. Le Jurassique du Portugal. Esquisse stratigraphique et zonale. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, 18, 73-104.
- Mouterde, R.; Rocha, R. B. & Delance, J. 1981. Atlas des fossiles caractéristiques du Lias Portugais: I – Lias inferieur. *Ciências da Terra, UNL*, 6: 49-74.
- Oliveira, L.C.V., Rodrigues, R., Duarte, L.V., Lemos, V., 2006. Avaliação do potencial gerador de petróleo e interpretação paleoambiental com base em biomarcadores e isótopos estáveis do carbono da seção Pliensbaquiano-Toarciano inferior (Jurássico inferior) da região de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal). *Boletim de Geociências da Petrobras* 14 (2), 207–234.
- Palain, C. 1976. Une série détritique terrigène les" Grès de Silves": Trias et Lias inférieur du Portugal (No. 25). *Serviços Geológicos de Portugal*.
- Palain, C. 1979. Connaissances stratigraphiques sur la base du Mésozoïque portugais.
- Rasmussen, E. S., Lomholt, S., Andersen, C. & Vejrbæk, O. V. 1998. Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. *Tectonophysics* 300, 199-225.
- Reolid, M., Iwańczuk, J., Mattioli, E., & Abad, I. 2020. Integration of gamma ray spectrometry, magnetic susceptibility and calcareous nannofossils for interpreting environmental perturbations: An example from the Jenkyns Event (lower Toarcian) from South Iberian Palaeomargin (Median Subbetic, SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 110031.
- Ribeiro, A. 2002. Soft plate and impact tectonics. *Springer-Verlag*, 324 p., Berlin.
- Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., Almeida, F. M., Carvalho, D. & Monteiro, J. H. 1979. Introduction à la Géologie Générale du Portugal. *Serviços Geológicos Portugal*, 114 p., Lisboa.
- Roberts, A. P. 2015. Magnetic mineral diagenesis. *Earth-Science Reviews*, 151, 1-47.
- Robertson, D. J., & France, D. E. 1994. Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetisation acquisition curves. *Physics of the Earth and Planetary interiors*, 82(3-4), 223-234.
- Robinson, S. G. 1993. Lithostratigraphic applications for magnetic susceptibility logging of deep-sea sediment cores: examples from ODP Leg 115. *Geological Society, London*, Special Publications, 70(1), 65-98.
- Rocha, R.B., Marques, B.L., Kullberg, J.C., Caetano, P.C., Lopes, C., Soares, A.F., Duarte, L.V., Marques, J.F. e Gomes, C.R. 1996. The 1st and 2nd rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. Final Report C. E. C. Project MILUPOBAS, 4, Lisboa, unpublished.
- Rocha, R.B., Marques, J.F. & Soares, A.F., 1990. Les Unités lithostratigraphiques du bassin lusitanien au Nord de l'accident de Nazaré (Trias-Aalenian). *Cahiers Univ. Cathl. Lyon*, pp.121–125.
- Rocha, R.B., Mattioli, E., Duarte, L.V., Pittet, B., Elmi, S., Mouterde, R., Cabral, M.C., Comas-Rengifo, M.J., Gómez, J.J., Goy, A., Hesselbo, S.P., Jenkyns, H.C., Littler, K., Mailliot, S., Oliveira, L.C.V., Osete, M.L., Perilli, N., Pinto, S., Ruget, C., Suan, G., 2016, Base of the Toarcian

Stage of the Lower Jurassic defined by the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) at the Peniche section (Portugal). *Episodes*, v. 39, 460–481.

Sêco, S. L. R. 2020. Espectrometria de raios gama em unidades potencialmente geradoras de hidrocarbonetos e implicações ambientais. O caso do Jurássico Inferior e Médio carbonatado da Bacia Lusitânica, Portugal. *Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra*.

Sêco, S. L. R., Duarte, L. V., & Pereira, A. J. S. C. 2015. Utilização da espectrometria gama na caracterização das unidades da base do Jurássico Inferior do sector norte da Bacia Lusitânica (Portugal): dados preliminares. *Comunicações Geológicas*, 102(Especial I), 41-44.

Sêco, S. L., Duarte, L. V., Pereira, A. J., & Silva, R. L. 2018. Field gamma-ray patterns and stratigraphic reinterpretation of offshore well-log data from Lower Jurassic organic-rich units of the Lusitanian Basin (Portugal). *Marine and Petroleum Geology*, 98, 860-872.

Silva, R. L. & Duarte, L. V. 2015. Organic matter production and preservation in the Lusitanian Basin (Portugal) and Pliensbachian climatic hot snaps. *Global and Planetary Change*, 131: 24-34.

Silva, R. L., Duarte, L. V., & Comas-Rengifo, M. J. 2015. Facies and carbon isotope chemostratigraphy of Lower Jurassic carbonate deposits, Lusitanian Basin (Portugal): Implications and limitations to the application in sequence stratigraphic studies. In *Chemostratigraphy*. Elsevier. p 341-371.

Silva, R. L., Duarte, L. V., & Mendonça Filho, J. G. 2013. Optical and geochemical characterization of Upper Sinemurian (Lower Jurassic) fossil wood from the Lusitanian Basin (Portugal). *Geochemical Journal*, 47(5), 489-498.

Silva, R. L., Duarte, L. V., Comas-Rengifo, M. J., Mendonça Filho, J. G., & Azerêdo, A. C. 2011. Update of the carbon and oxygen isotopic records of the Early–Late Pliensbachian (Early Jurassic, ~187 Ma): Insights from the organic-rich hemipelagic series of the Lusitanian Basin (Portugal). *Chemical Geology*, 283(3-4), 177-184.

Silva, R. L., Duarte, L. V., Wach, G. D., Morrison, N., & Campbell, T. 2020. Oceanic organic carbon as a possible first-order control on the carbon cycle during the Bathonian–Callovian. *Global and Planetary Change*, 184, 103058.

Silva, R.L., Mendonça Filho, J.G., Da Silva, F.S., Duarte, L.V., Silva, T.F., Ferreira, R., Azerêdo, A.C., 2012. Can biogeochemistry aid in the palaeoenvironmental/early diagenesis reconstruction of the 187 Ma (Pliensbachian) organic-rich hemipelagic series of the Lusitanian Basin (Portugal)? *Bulletin of Geosciences* 87, 373–382.

Sliwinski, M., Whalen, M.T., Day, J., 2010. Trace element variations in the Middle Frasnian Punctata Zone (Late Devonian) in the Western Canada sedimentar basin e changes in oceanic bioproductivity and paleoredox spurred by a pulse of terrestrial afforestation? *Geologica Belgica* 13, 459-482.

Soares A. F., Rocha R. B., Elmi S., Henriques M. H., Mouterde R., Almeras Y., Ruget Ch., Marques J. F., Duarte L. V., Carapito M. C. & Kullberg J. C. 1993. Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un "rift avorté". – *C. R. Acad. Sci., Paris*, (II), 317, 1659-1666.

Soares, A. F. & Duarte, L. V. 1995. A organização da Bacia Lusitaniana. O ciclo Trias- Caloviano e o espectro das influências tectónicas e eustáticas. Resumos alargados do IV Congresso Nacional de Geologia, Porto, *Memórias Museu Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Univ. Porto*, Porto, 4, 139-142.

Soares, A. F., Kullberg, J. C., Marques, J. F., da Rocha, R. B. & Callapez, P. M. 2012. Tectono-sedimentary model for the evolution of the Silves Group (Triassic, Lusitanian basin, Portugal). *Bulletin de la Société géologique de France*, 183(3), 203-216.

Soares, A. F., Marques, J. F., & Rocha, R. B. 1985. Contribuição para o conhecimento geológico de Coimbra. *Memórias e notícias*, 100, 41-71.

Stüben, D., Kramar, U., Berner, Z. A., Meudt, M., Keller, G., Abramovich, S., Adatte, T., Hambach, U., Stinnesbeck, W. 2003. *Late Maastrichtian paleoclimatic and paleoceanographic changes inferred from Sr/Ca ratio and stable isotopes*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 199(1-2), 107–127.

Thompson, R., & Oldfield, F. 1986. *Environmental Magnetism*. London: Allen & amp.

Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. and Perez-Cruz, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology. In: G. Einsele, W. Ricken and A. Seilacher (Editors), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, 955 pp. Acedido a 30 de outubro de 2020, em: <http://www.sepmstrata.org/Terminology.aspx?id=cycle>.

Watkinson, M. 1989. Triassic to Middle Jurassic sequences from the Lusitanian Basin Portugal, and their equivalents in other North Atlantic margin basins. *Unpublished PhD Thesis, Open University, Milton Keynes, U.K.*, 390 p

Whalen, M. T., & Day, J. E. 2008. Magnetic susceptibility, biostratigraphy, and sequence stratigraphy: insights into Devonian carbonate platform development and basin infilling, Western Alberta. *Society for Sedimentary Geology*, 89, 291-314.

Whalen, M. T., & Day, J. E. 2010. Cross-basin variations in magnetic susceptibility influenced by changing sea level, paleogeography, and paleoclimate: Upper Devonian, Western Canada Sedimentary Basin. *Journal of Sedimentary Research*, 80(12), 1109-1127.

Whalen, M.T., Eberli, G.P., Van Buchem, F.S.P., Moutjoy, E.W., and Homewood, P.W., 2000, Bypass margins, basin-restricted wedges and platform-to-basin correlation, Upper Devonian, Canadian Rocky Mountains: implications for sequence stratigraphy of carbonate platform systems: *Journal of Sedimentary Research*, v. 70, p. 913–936.

Wilson, R. C. L. 1988. Mesozoic development of the Lusitanian basin, Portugal. *Rev. Soc. Geol. España* 1 (3-4), 393-407.

Wilson, R. C. L., Hiscott, R. N., Willis, M. G. & Gradstein, F. M. 1989. The Lusitanian Basin of West Central Portugal: Mesozoic and Tertiary Tectonic, Stratigraphic, and Subsidence History. In: Tankard, A. J. & Balkwill, H. (Eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. *AAPG Memoir* 46, 341-361.

Wright, V. P. & Wilson, R. C. L., 1984. A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. *Journ. Sed. Petrol.* 54 (2), 394-412.

Anexo I



Valores de espessura acumulada, litologia, suscetibilidade magnética descrita em unidade de massa (SM), teores de potássio(K), urânio (U) e tório (Th) e respectivas formações/membros (legenda de acordo com o capítulo IV).

Amostra	d (cm)	Litologia	SM (10 <sup>-8</sup> (m <sup>3</sup> /kg))	Dados de laboratório			Formação/membro
				K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	
FUR1	35926	C	1,46	0,3	0,1	1,0	Fm. Cabo Carvoeiro/CC5
Re1	30243	C	0,29	0,2	0,3	1,5	Fm. Cabo Carvoeiro/CC5
PPO590	29121	BS	3,41	1,0	4,2	2,4	Fm. Vale das Fontes/MCNB
P0-15.M	28985	M	7,44	2,6	1,6	6,6	Fm. Vale das Fontes/MCNB
P0-5.M	28642	M	7,28	2,5	2,1	7,0	Fm. Vale das Fontes/MCNB
POBS2	28512	BS	4,53	1,2	3,4	3,8	Fm. Vale das Fontes/MCNB
POBS1	28458	BS	5,85	1,1	2,4	2,4	Fm. Vale das Fontes/MCNB
POBS1(-1.80)	28283	M	6,25	1,1	2,4	2,4	Fm. Vale das Fontes/MCNB
POBS1(-1.85)	28263	CM	7,75	1,2	1,4	3,4	Fm. Vale das Fontes/MCNB
P0-ES-02	28011	BS	4,50	1,0	2,6	4,8	Fm. Vale das Fontes/MCNB
5CC1	27350	M	6,72	3,1	0,4	10,6	Fm. Cabo Carvoeiro/CC5
AMS-308.TT	27324	BS	5,64	1,8	1,9	5,6	Fm. Vale das Fontes/MCNB
4CC2	26972	C	2,77	0,8	0,5	3,7	Fm. Cabo Carvoeiro/CC5
4CC1	26914	M	5,75	2,8	2,1	11,7	Fm. Cabo Carvoeiro/CC4
AMS-BS-TOPO	26609	BS	6,09	1,8	2,1	4,4	Fm. Vale das Fontes/MCG
AMS-89	25764	C	4,74	1,0	0,7	1,9	Fm. Vale das Fontes/MCG
AMS-88T	25751	M	7,62	2,5	1,5	6,6	Fm. Vale das Fontes/MCG
AMS-88M	25726	C	4,57	1,1	1,1	2,6	Fm. Vale das Fontes/MCG
AMS-88-B	25717	M	5,80	1,7	1,0	4,4	Fm. Vale das Fontes/MCG
AMS-87	25689	C	4,96	1,2	1,1	2,6	Fm. Vale das Fontes/MCG
AMS-86-T	25682	MC	8,25	2,4	1,7	6,0	Fm. Vale das Fontes/MCG
AMS-86-M	25632	M	7,39	2,7	2,2	6,6	Fm. Vale das Fontes/MCG
AMS-86-BB	25577	BS	7,81	2,0	2,3	3,6	Fm. Vale das Fontes/MCG
AMVF60	24457	BS	4,71	0,8	2,8	2,0	Fm. Vale das Fontes/MCUP
FSGC-04	23592	M	6,54	1,6	0,9	7,5	Fm. São Gião/MCMHH
FSGC-03	23392	M	6,27	1,7	1,3	6,8	Fm. São Gião/MCMHH
AMVF21	23391	C	2,43	0,9	0,8	2,5	Fm. Vale das Fontes/MCUP
AMVF20.3	23376	M	4,68	2,2	1,8	5,4	Fm. Vale das Fontes/MCUP
FSGC-02	23242	M	5,91	1,3	0,8	5,9	Fm. São Gião/MCMHH
AMVF20.1,2	23216	M	5,17	2,2	2,2	5,0	Fm. Vale das Fontes/MCUP
AMVF2	22466	C	1,93	1,0	2,5	1,8	Fm. Vale das Fontes/MCUP

Continuação na próxima página

Amostra	d (cm)	Litologia	SM (10 <sup>-8</sup> (m <sup>3</sup> /kg))	Dados de laboratório			Formação/membro
				K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	
AMVF-1	22454	M	5,01	2,4	2,0	6,8	Fm. Vale das Fontes/MCUP
FSGC-01	22142	M	5,40	1,2	0,6	4,4	Fm. São João/MCMHH
AMVF.T	21513	M	3,04	1,8	4,7	3,8	Fm. Vale das Fontes/MCUP
AMVF-I	21403	C	0,77	0,6	4,4	1,0	Fm. Vale das Fontes/MCUP
AMVF-G	21370	M	4,52	2,3	6,3	6,5	Fm. Vale das Fontes/MCUP
AMPPL99	20846	C	0,22	0,1	0,6	0,5	Fm. Água de Madeiros/PPL
AMPPL98T	20802	M	6,05	3,1	5,2	8,9	Fm. Água de Madeiros/PPL
P200+6.8	20375	M	8,23	2,5	1,3	7,4	Fm. Cabo Carvoeiro/CC3
AMPPL63	19702	C	-0,09	0,1	0,9	0,3	Fm. Água de Madeiros/PPL
GP-56	19507	BS	2,43	1,6	7,1	4,7	Fm. Água de Madeiros/Polvoeira
GP-26.T	18889	BS	3,58	2,4	6,0	4,7	Fm. Água de Madeiros/Polvoeira
GPO(-0.10)	18266	BS	3,40	2,1	4,7	5,3	Fm. Água de Madeiros/Polvoeira
PN68	16798	CM	1,18	0,4	0,7	1,2	Camadas de S. Miguel
CVF-(-2)	16516	BS	6,38	2,7	2,6	7,3	Fm. Vales das Fontes/MCNB
CVF-(-7)	16316	BS	6,03	2,4	2,5	5,9	Fm. Vales das Fontes/MCNB
CVF-(-9)	16246	CM	3,61	1,3	2,3	3,7	Fm. Vales das Fontes/MCNB
P16+3	15791	M	5,94	1,8	1,4	4,6	Fm. Cabo Carvoeiro/CC3
P16+2	15711	M	6,07	1,7	1,4	5,7	Fm. Cabo Carvoeiro/CC2
P16+1	15591	M	5,22	1,8	1,3	6,3	Fm. Cabo Carvoeiro/CC1
PN48	15347	CM	1,59	0,8	2,5	2,2	Camadas de S. Miguel
PN47	15277	MC	3,54	1,6	1,8	6,8	Camadas de S. Miguel
PN46	15147	C	2,48	0,9	1,0	3,4	Camadas de S. Miguel
PT.PE04	14793	M	3,71	1,6	1,3	5,8	Fm. Lemedé
PN38	14507	MC	1,60	0,9	1,2	2,5	Fm. de Coimbra
PE926	14417	M	3,82	1,7	1,4	5,2	Fm. Lemedé
PE924	14387	C	1,92	0,6	1,2	2,2	Fm. Lemedé
PN15.2	12932	M	14,42	3,2	4,5	17,0	Fm. de Coimbra
PN15	12930	CD	1,16	0,4	0,9	0,7	Fm. de Coimbra
PN14	12890	CD	1,50	0,1	1,4	0,6	Fm. de Coimbra
PE600	12263	C	2,22	0,8	0,8	2,8	Fm. Lemedé
PE599.T	12245	M	4,54	2,1	2,1	4,7	Fm. Vale das Fontes/MCNB
PN3	12022	CD	1,79	0,3	0,6	1,2	Fm. de Coimbra
PE544	10841	BS	5,47	2,3	2,2	6,0	Fm. Vale das Fontes/MCNB

Continuação na próxima página

Amostra	d (cm)	Litologia	SM (10 <sup>-8</sup> (m <sup>3</sup> /kg))	Dados de laboratório			Formação/membro
				K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	
PE542B	10818	BS	4,97	1,6	3,9	4,8	Fm. Vale das Fontes/MCNB
FCVS62	10500	CD	0,72	0,1	0,5	0,4	Fm. Coimbra
PE526	10419	C	3,99	1,2	1,3	3,2	Fm. Vale das Fontes/MCNB
PE525Topo	10408	M	6,38	2,4	2,5	6,4	Fm. Vale das Fontes/MCNB
PE525int.	10382	M	5,39	1,9	1,6	4,8	Fm. Vale das Fontes/MCNB
PE525B	10366	M	7,96	3,0	1,8	7,9	Fm. Vale das Fontes/MCNB
PE521	9792	BS	6,86	2,3	2,2	5,5	Fm. Vale das Fontes/MCNB
PE317	9751	BS	6,66	1,7	5,2	4,9	Fm. Vale das Fontes/MCNB
PE314	9726	C	2,23	0,7	2,4	3,0	Fm. Vale das Fontes/MCNB
PE308	9647	M	7,17	2,0	5,1	6,0	Fm. Vale das Fontes/MCNB
QUAM-152.T	9596	M	3,07	1,2	5,5	3,4	Fm. Água de Madeiros/Polvoeira
PE304	9485	C	4,00	1,2	1,3	4,0	Fm. Vale das Fontes/MCNB
PE303.T	9472	M	7,15	2,5	1,6	6,4	Fm. Vale das Fontes/MCNB
PE303.B	9452	M	6,78	2,5	1,6	5,8	Fm. Vale das Fontes/MCNB
PE296	9421	C	3,00	0,9	2,4	3,0	Fm. Vale das Fontes/MCNB
PE295.T	9407	M	5,97	2,2	3,2	5,3	Fm. Vale das Fontes/MCNB
PE295.B	9383	M	7,96	2,5	1,2	4,7	Fm. Vale das Fontes/MCNB
PE270	9152	CM	4,16	1,6	1,0	5,0	Fm. Vale das Fontes/MCG
PVF-t-0011	9040	M	2,04	0,4	2,3	1,4	Fm. de Coimbra/UG
FCVS19	8833	CD	1,42	0,1	0,5	0,2	Fm. Coimbra
PVF-t-004	8807	C	1,17	0,1	2,1	0,0	Fm. de Coimbra/UG
PE257	8805	BS	4,95	2,0	1,7	5,4	Fm. Vale das Fontes/MCG
PE245.T	8556	CM	5,24	1,5	1,3	4,3	Fm. Vale das Fontes/MCG
PE245	8389	M	5,61	2,1	2,1	5,5	Fm. Vale das Fontes/MCG
MOTA-C26	8272	BS	4,84	3,1	3,1	9,9	Fm. de Coimbra
PE238	8222	CM	3,52	1,0	1,3	2,5	Fm. Vale das Fontes/MCG
PE237	8143	M	6,89	2,8	1,8	8,9	Fm. Vale das Fontes/MCG
PE233	8050	M	6,18	2,8	1,4	7,7	Fm. Vale das Fontes/MCG
F-1103	7830	MC	1,51	1,0	2,4	1,5	Fm. de Coimbra/UG
FCVS8	7762	CD	1,12	0,2	1,8	0,9	Fm. Coimbra
FCVS7	7743	CD	0,77	0,3	2,2	1,4	Fm. Coimbra
F-1096.T	7640	MC	2,16	1,1	2,2	2,7	Fm. de Coimbra/UF
F-1097(-0.72)	7573	MC	2,87	1,6	3,7	3,9	Fm. de Coimbra/UF
FCC109	7501	M	5,82	2,9	1,6	9,7	Fm. de Coimbra

Continuação na próxima página

Amostra	d (cm)	Litologia	SM (10 <sup>-8</sup> (m <sup>3</sup> /kg))	Dados de laboratório			Formação/membro
				K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	
FCC108	7469	C	0,74	0,3	1,2	0,1	Fm. de Coimbra
F-1078(+0.25)	7428	M	2,83	1,5	3,9	3,8	Fm. de Coimbra/UF
F-1078	7400	C	0,82	0,1	1,9	0,1	Fm. de Coimbra/UF
F-1077	7375	M	3,10	1,6	3,2	5,3	Fm. de Coimbra/UF
PE204	7327	C	2,25	0,6	1,7	2,1	Fm. Vale das Fontes/MCG
PE203	7312	M	4,54	2,2	1,0	6,4	Fm. Vale das Fontes/MCG
F-1069	7270	MC	1,50	1,0	1,6	2,7	Fm. de Coimbra/UF
F-1067	7235	M	3,44	1,9	2,0	5,5	Fm. de Coimbra/UF
PE199	7220	M	2,94	1,0	1,8	3,0	Fm. Vale das Fontes/MCG
PE198	7193	C	1,82	0,6	1,5	1,3	Fm. Vale das Fontes/MCG
PE109	7010	C	2,07	0,8	1,7	1,4	Fm. Vale das Fontes/MCG
PE108	6970	M	3,96	2,1	1,3	6,1	Fm. Vale das Fontes/MCUP
PVF-1027	6920	BS	4,89				Fm. de Coimbra/UE
PVF-1007.B e int	6670	M	2,50	1,9	2,5	4,7	Fm. de Coimbra/UE
PVF-1006	6645	C	0,50	0,2	0,7	0,7	Fm. de Coimbra/UE
PE85	6605	C	1,75	0,9	2,4	2,6	Fm. Vale das Fontes/MCUP
PE84	6583	M	3,66	2,1	1,9	6,2	Fm. Vale das Fontes/MCUP
PE72	6389	M	3,07	1,9	2,2	5,3	Fm. Vale das Fontes/MCUP
PE71	6367	CM	1,36	1,0	0,8	3,0	Fm. Vale das Fontes/MCUP
L34	5846	D	2,47	1,1	1,1	2,1	Fm. de Coimbra
L33	5721	L	10,47	3,1	5,6	13,0	Fm. de Pereiros/C2
L32	5654	L	13,42	3,4	3,5	12,1	Fm. de Pereiros/C2
L31	5592	L	10,01	3,1	6,0	9,3	Fm. de Pereiros/C2
L30	5537	L	11,95	3,5	4,3	13,5	Fm. de Pereiros/C2
PE22	5406	M	2,41	1,6	1,7	5,3	Fm. Vale das Fontes/MCUP
Sin500	5012	C	0,71	0,4	0,7	1,3	Fm. Vale das Fontes/MCUP
MOTA-C8	4911	BS	4,79	2,9	4,5	10,1	Fm. de Coimbra
PVF-50B	4710	M	2,14	1,7	4,5	4,1	Fm. de Coimbra/UD
L24	4709	D	3,08	1,4	2,2	2,7	Fm. de Pereiros/C2
BRA-64	4630	M	3,68	1,2	0,6	3,0	Fm. Póvoa da Lomba
Z21	4610	C	3,43	0,8	0,7	2,5	Fm. São Gião/MCMHH
Z20+	4600	M	3,82	1,5	0,6	4,1	Fm. São Gião/MCMHH
Z19	4580	C	2,22	0,7	0,2	1,8	Fm. São Gião/MCMHH
BRA-59	4555	C	1,88	0,6	0,5	2,0	Fm. Póvoa da Lomba

Continuação na próxima página

Amostra	d (cm)	Litologia	SM (10 <sup>-8</sup> (m <sup>3</sup> /kg))	Dados de laboratório			Formação/membro
				K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	
L23	4534	D	2,07	0,6	2,7	1,7	Fm. de Pereiros/C2
L22	4354	A	5,17	4,3	6,0	24,0	Fm. de Pereiros/C2
L21	4258	L	8,82	4,5	4,1	12,7	Fm. de Pereiros/C2
MOTA-B16B	4093	M	1,48	1,4	3,2	4,3	Fm. de Coimbra
L19	3888	L	8,59	4,1	5,8	13,2	Fm. de Pereiros/C2
L18	3838	L	3,68	1,3	2,7	3,3	Fm. de Pereiros/C2
PVF-48.2	3812	M	2,11	1,5	1,5	4,8	Fm. de Coimbra/UD
L17	3803	L	4,20	1,6	2,3	5,6	Fm. de Pereiros/C2
PVF-48.1	3792	M	2,58	1,9	1,8	4,4	Fm. de Coimbra/UD
L16	3675	D	2,50	0,2	2,0	0,3	Fm. de Pereiros/C2
L14	3625	L	9,54	4,1	4,8	15,4	Fm. de Pereiros/C2
FCC38	3620	C	0,30	0,2	0,5	0,2	Fm. de Coimbra
L13	3545	L	10,63	4,0	5,1	15,1	Fm. de Pereiros/C2
L12.2	3505	L	7,75	1,9	3,4	4,9	Fm. de Pereiros/C2
MOTA-B5	3459	M	2,30	1,9	4,1	5,6	Fm. de Coimbra
L12.1	3425	L	10,44	4,2	5,3	13,8	Fm. de Pereiros/C2
L11.2.3	3295	L	15,82	3,8	3,5	14,4	Fm. de Pereiros/C2
L11.1	3245	L	12,84	4,1	4,3	13,1	Fm. de Pereiros/C2
MC-ALC-01.B	3198	M	7,56	2,5	1,3	6,4	Fm. São Gião/Margas Chocolate/CNP
L10	3167	L	11,58	3,8	7,9	12,0	Fm. de Pereiros/C2
MOTA-A35	3133	BS	6,30	3,2	4,7	12,9	Fm. de Coimbra
FONTE-SG-5.T	3113	M	4,00	1,7	9,7	3,7	Fm. São Gião/MCLF
L7	3092	L	10,62	4,0	4,4	15,7	Fm. de Pereiros/C2
L6	2962	L	9,58	3,8	4,8	11,8	Fm. de Pereiros/C2
L5	2887	L	6,05	2,6	3,8	5,7	Fm. de Pereiros/C2
MOTA-A31	2832	M	0,89	0,7	2,4	2,2	Fm. de Coimbra
L2,3,4	2800	L	4,02	1,3	4,5	4,9	Fm. de Pereiros/C2
L1	2730	L	4,95	4,7	5,5	16,8	Fm. de Pereiros/C2
PSMG-23	2710	C	1,65	0,8	0,9	3,3	Fm. de Lemedede
PSMG-22	2665	M	3,27	1,5	1,6	3,4	Fm. de Lemedede
GS-45	1750	A	8,50	5,0	4,8	16,6	Fm. de Pereiros/C2
MOTA-A16	1522	BS	1,86	1,3	3,6	2,8	Fm. de Coimbra
CPL-29	1369	C	2,60	0,6	0,7	1,3	Fm. Póvoa da Lomba
MR8(+5)	1351	CD	4,38	0,7	1,5	1,5	Fm. de Coimbra

Continuação na próxima página

Amostra	d (cm)	Litologia	SM (10 <sup>-8</sup> (m <sup>3</sup> /kg))	Dados de laboratório			Formação/membro
				K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	
CPL-28	1321	M	6,54	2,1	1,3	4,8	Fm. Póvoa da Lomba
PVF-14T	1125	BS	4,67	4,1	2,6	8,4	Fm. de Coimbra/UA
PVF-14B	1094	BS	5,44	4,2	1,4	7,9	Fm. de Coimbra/UA
MP19	1014	C	2,56	1,0	1,4	2,4	Fm. Lemedede
PVF-12(int)	1009	C	1,01	0,6	2,7	0,7	Fm. de Coimbra/UA
GS-43.1	900	A	2,84	3,5	6,4	16,3	Fm. de Pereiros/C1
P.PE02	812	M	2,80	1,9	2,8	4,6	Fm. Água de Madeiros/Polvoeira
ZIP-40	810	C	2,56	0,9	0,8	3,8	Fm. Vale das Fontes/MCG
ZIP-39	800	M	3,90	2,0	0,5	8,3	Fm. Vale das Fontes/MCG
P.PE01	798	CM	2,18	1,5	2,9	4,0	Fm. Água de Madeiros/Polvoeira
MR7B	781	D	5,27	0,6	3,8	2,1	Fm. de Coimbra
MP7	780	M	6,63	2,8	4,3	7,0	Fm. Vale das Fontes/MCNB
PVF-11B(base)	764	C	0,69	0,3	1,9	0,9	Fm. de Coimbra/UA
MP6	760	M	4,84	2,3	3,0	5,1	Fm. Vale das Fontes/MCNB
MP4	720	CM	3,65	0,8	1,5	2,6	Fm. Vale das Fontes/MCNB
PSMG-6	720	M	6,47	3,2	2,6	6,5	Fm. Vale das Fontes/MCNB
MP3	704	M	5,83	2,8	2,5	6,6	Fm. Vale das Fontes/MCNB
MP2	693	CM	3,95	1,8	2,5	5,3	Fm. Vale das Fontes/MCNB
PVF-9	693	CD	2,80	0,4	1,5	0,1	Fm. de Coimbra/UA
MP1	683	M	5,88	2,9	2,3	7,0	Fm. Vale das Fontes/MCNB
MR6	659	L	8,10	4,6	2,6	10,8	Fm. Dagorda/Dolomítico
GS-41.3	550	D	5,06	3,0	2,8	11,1	Fm. de Pereiros/B4
BRA-15int	479	M	4,60	1,5	1,0	3,0	Fm. São Gião/MMCB
MR5	449	C	3,06	0,8	2,3	2,4	Fm. Dagorda/Dolomítico
PVF-1,2,3	441	CD	1,16	0,5	1,6	1,0	Fm. de Coimbra/UA
FCC18	317	M	5,03	2,9	0,8	8,4	Fm. de Coimbra
AL1-g.1	314	M	4,84	2,1	2,5	6,0	Fm. Vale das Fontes/MCNB
MPE6	308	M	3,74	1,7	1,7	4,6	Fm. Vale das Fontes/MCNB
GS-41.2	300	D	4,63	1,9	2,5	8,1	Fm. de Pereiros/B3
BRA-12	294	C	3,31	1,0	0,4	2,2	Fm. São Gião/MMCB
MR4	255	M	6,87	3,4	8,8	6,9	Fm. Dagorda/Dolomítico
MPE5	158	M	5,11	2,3	1,2	6,8	Fm. Vale das Fontes/MCNB
MPE4	144	C	2,10	0,8	1,5	2,6	Fm. Vale das Fontes/MCNB
MOTA-A(-1)	90	C	0,66	0,3	1,1	0,4	Fm. de Coimbra

Continuação na próxima página

Amostra	d (cm)	Litologia	SM (10 <sup>-8</sup> (m <sup>3</sup> /kg))	Dados de laboratório			Formação/membro
				K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	
MR3	80	L	10,28	3,7	4,7	12,6	Fm. Dagorda/Dolomítico
MOTA-A(-2)	77	BS	2,53	2,0	2,8	4,9	Fm. de Coimbra
MPE3	54	M	6,05	2,7	2,7	7,2	Fm. Vale das Fontes/MCNB
FCC1	50	C	0,41	0,1	1,3	0,0	Fm. de Coimbra
GS-41.1	50	D	7,20	1,5	4,1	6,3	Fm. de Pereiros/B2
MPE2	44	C	2,42	1,2	1,6	3,4	Fm. Vale das Fontes/MCNB
MR2	40	L	10,57	2,4	3,9	7,4	Fm. Dagorda/Dolomítico
MR1	10	L	9,98	3,4	3,8	11,5	Fm. Dagorda/Dolomítico